



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE
PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA

PETROLOGIA DO *STOCK* CANINDÉ VELHO, SISTEMA OROGÊNICO SERGIPANO, NE BRASIL

Laerte Rodrigo Santos

Orientadora: Profa. Dra. Maria de Lourdes da Silva Rosa

Coorientador: Prof. Dr. Herbet Conceição

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias

São Cristóvão-SE
2016

Laerte Rodrigo Santos

**PETROLOGIA DO *STOCK* CANINDÉ VELHO, SISTEMA
OROGÊNICO SERGIPANO, NE BRASIL**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias da Universidade Federal de Sergipe, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geociências.

Orientadora: Dra. Maria de Lourdes da Silva Rosa

Coorientador: Prof. Dr. Herbet Conceição

São Cristóvão–SE
2016

**FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL
UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE**

S237p Santos, Laerte Rodrigo
Petrologia do *Stock* Canindé Velho, sistema orogênico sergipano,
no Brasil / Laerte Rodrigo Santos ; orientador Maria de Lourdes da
Silva Rosa. – São Cristóvão, 2016.
133 f. : il.

Dissertação (mestrado em Geociências) – Universidade
Federal de Sergipe, 2016.

1. Geociências. 2. Geologia. 3. Petrologia. 4. Geoquímica. 5.
Canindé de São Francisco (SE). I. Rosa, Maria de Lourdes da Silva,
orient. II. Título.

CDU 550(813.7)

**PETROLOGIA DO *STOCK* CANINDÉ VELHO, SISTEMA
OROGÊNICO SERGIPANO, NE BRASIL**

por:

Laerte Rodrigo Santos
(Geólogo, Universidade Federal de Sergipe – 2013)

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

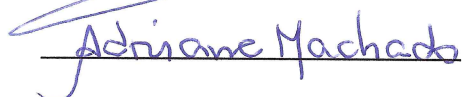
Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de:

MESTRE EM GEOCIÊNCIAS

BANCA EXAMINADORA:


_____ Dr. Herbert Conceição [Coorientador – UFS]


_____ Dr. Luiz José Homem D'el-Rey Silva [Membro Externo – UnB]


_____ Dra. Adriane Machado [Membro Interno – UFS]

Data Defesa: 27/02/2016

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à minha família.

AGRADECIMENTOS

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de mestrado.

À Universidade Federal de Sergipe, Pró-Reitoria de Pós-Graduação e Pesquisa (POSGRAP), Programa de Pós-Graduação em Geociências e Análise de Bacias (PGAB) e ao Departamento de Geologia (DGEOL), pelo suporte e infraestrutura disponibilizados para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM), pela confecção das lâminas delgadas e polidas utilizadas no estudo.

À Secretaria de Planejamento de Sergipe (SEPLAG), pela disponibilização das fotos aéreas da área de estudo.

Especial agradecimento aos professores e orientadores Dr. Herbert Conceição e Dra. Maria de Lourdes da Silva Rosa, pelos ensinamentos e voto de confiança.

Aos colegas e amigos companheiros do Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral (LAPA – UFS), do PGAB e do DGEOL, pelo apoio e bons momentos.

À minha mãe, ao meu pai e à minha irmã, por ser meu alicerce e sem os quais não teria chegado até aqui. E à minha namorada pela compreensão e incentivos.

RESUMO

O Stock Canindé Velho é uma intrusão monzonítica com 6 km² e com idade U-Pb_{Shirimp} de 640 ± 4 Ma, que ocorre no extremo nordeste do Sistema Orogênico Sergipano, no Domínio Canindé, ao lado da Represa de Xingo. Ele é intrusivo nos terrenos graníticos da Suíte Curralinho. Os contatos são intrusivos e controlados por fraturas. Identificou-se nesse stock a presença das rochas biotita hornblenda quartzo monzodiorito, hornblenda biotita quartzo diorito e o enclave tem composição de biotita diorito. Essas rochas não apresentam evidências de metamorfismo, tem estruturas e texturas ígneas sendo interpretadas como pós-tectônicas. Elas têm como minerais máficos predominantes hornblenda, biotita e o diopsídio. A mineraloquímica permitiu identificar os cristais presentes como: diopsídio com composição restrita ($0,62 < Wo < 0,88$; $0,370 < En < 0,389$; $0,124 < Fs < 0,160$); anfibólios que correspondem a ferrohornblenda-ferrotschemark e ferroednita-ferrohastingsita no monzodiorito, tschermakita-magnésiohornblenda no diorito e magnésiohornblenda-actinolita no enclave, e pressões de cristalização entre 5 e 7 kbar; a biotita tem alumínio total compreendido entre 2,2 – 2,6 apu, baixo titânio (0,092-0,352 apu) e forneceu temperaturas de 600-652 °C; plagioclásios correspondem a oligoclásio e andesina (26-32% An); epídoto; zircão e flúor-apatita. Os dados geoquímicos indicam que as rochas do stock são metaluminosas, cálcio-alcálicas e alcalino-cálcicas, e exibem assinatura de magmas envolvidos com subducção (vales em Nb, Ta, Ti, P) em diagramas multielementares. As temperaturas de cristalização do zircão foram estimadas como compreendidas entre 813 e 900 °C. A reunião dos dados petrográficos, mineralógicos, geoquímicos e geocronológicos permitem inferir que o evento tectônico mais importante, que deforma o embasamento no Domínio Canindé ocorreu antes de 636 Ma.

Palavras-Chaves: Stock Canindé Velho, Petrologia, Geoquímica

ABSTRACT

The Canindé Velho Stock is a monzonitic intrusion with 6 km² and with U-PbShirimp age of 640 ± 4 Ma occurring in the far northeastern Sergipe Orogenic System in Canindé Domain next to the Xingó dam. It is intrusive in the granitic terrain of Curralinho Suite. Its contacts are intrusive and controlled by fractures. It was identified in that stock, the presence of biotite hornblende quartz monzodiorite rocks, hornblende biotite quartz diorite and an enclave that has composition of biotite diorite. These rocks show no evidence of metamorphism, but have structures and igneous textures interpreted as post-tectonic. The predominant mafic minerals hornblende, biotite and the diopside. The mineral chemistry identified the crystals present as diopside with restricted composition (0.62 <W <0.88, 0.370 <En <0.389; 0.124 <Fs <0.160); amphiboles corresponding to ferrohornblenda-ferrotschemark and ferroednita-ferrohastingsita in monzodiorite, tschermakita-magnésiohornblenda of diorite, and the enclave magnesiohornblenda-actinolite, and crystallization pressures between 5 and 7 kbar; biotite have total aluminum between 2.2 to 2.6 apu, low titanium (0.092 to 0.352 apu) and provided 600-652 °C temperatures; plagioclase match oligoclase and andesite (26-32% An); epidote; zircon and fluoride-apatite. The geochemical data indicate that the stock rocks are metaluminous, calc-alkaline and alkaline-calcic, and have magmas signature associated with subduction (valleys in Nb, Ta, Ti, P) for multielement diagrams. The zircon crystallization temperatures were estimated between 813 °C and 900 °C. The petrographic, mineralogical, geochemical and geochronological data allow us to infer that the most important tectonic event, which deforms the basement in *Canindé* Domain occurred before 636 Ma.

Keywords: Canindé Velho Stock, Petrology, Geochemistry

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Apresentação.....	2
1.2. Objetivos.....	3
1.3. Justificativas.....	3
1.4. Localização e Acesso.....	3
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	6
2.1. Introdução.....	7
2.2. Revisão Bibliográfica e Mapa Preliminar.....	7
2.3. Missão de Campo.....	7
2.4. Preparação de Amostras.....	7
2.5. Petrografia.....	8
2.6. Separação de Cristais de Zircão.....	8
2.7. Geoquímica.....	8
2.8. Química Mineral.....	9
2.9. Análises Geocronológicas.....	12
3. GEOLOGIA REGIONAL.....	14
3.1. Introdução.....	15
3.2. Sistema Orogênico Sergipano.....	19
3.3. Granitos do Sistema Orogênico Sergipano.....	22
4. GEOLOGIA DA ÁREA.....	27
4.1. Introdução.....	28
4.2. <i>Stock Canindé Velho</i>	28
4.3. <i>Suíte Curralinho</i>	35
5. PETROGRAFIA.....	38
5.1. Introdução.....	39
5.2. <i>Stock Canindé Velho</i>	39
5.2.1 <i>Biotita Hornblenda Quartzo Monzodiorito</i>	39
5.2.2 <i>Hornblenda Biotita Quartzo Diorito</i>	42
5.2.3 <i>Biotita Diorito</i>	45
5.3. <i>Suíte Curralinho</i>	46
5.4. Conclusões da Petrografia.....	48

6. QUÍMICA MINERAL.....	49
6.1. Introdução.....	50
6.2. Diopsídio.....	50
6.2.1. <i>Classificação Química</i>	52
6.3. Anfibólio.....	54
6.3.1. <i>Classificação Química e Nomenclatura</i>	54
6.3.2. <i>Evolução Química</i>	60
6.3.3. <i>Pressão e temperatura</i>	64
6.4. Biotita.....	65
6.4.1. <i>Classificação Química</i>	65
6.4.2. <i>Temperatura</i>	66
6.4.3. <i>Ambiência Tectônica</i>	71
6.5. Feldspatos.....	73
6.5.1. <i>Classificação Química</i>	73
6.6. Epidoto.....	80
6.6.1. <i>Classificação Química</i>	80
6.7. Nesossilicatos do Grupo do Zircão.....	82
6.7.1. <i>Classificação Química</i>	83
6.8. Apatita.....	85
6.8.1. <i>Classificação Química</i>	85
6.9. Conclusões da Química Mineral.....	88
 7. GEOQUÍMICA.....	 90
7.1. Introdução.....	91
7.2. Elementos Maiores.....	94
7.3. Elementos-Traço.....	97
7.4. Temperatura de cristalização.....	104
7.5. Conclusões da Geoquímica.....	105
 8. IDADE DO STOCK CANINDÉ VELHO.....	 107
8.1. Introdução.....	108
8.2. Resultados e Discussão.....	108
 9. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	 111
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	 114
 ANEXO.....	 121

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.	Mapa de localização acesso à área de estudo.....	4
Figura 2.	Imagem BSE da amostra FDS-231.....	11
Figura 3.	Províncias Estruturais brasileiras.....	16
Figura 4.	Esboço geológico estrutural da Província Borborema.....	18
Figura 5.	Mapa geológico simplificado do Estado de Sergipe.....	20
Figura 6.	Mapa geológico simplificado do Domínio Canindé.....	23
Figura 7.	Esboço geológico do Stock Canindé Velho.....	29
Figura 8.	Fotos apresentando as formas usuais de ocorrência dos afloramentos	31
Figura 9.	Foto do Dique II represando as águas da barragem da Usina de	32
Figura 10.	Fotografias de detalhe de alguns afloramentos do stock.....	33
Figura 11.	Textura representativa da rocha do SCV.....	34
Figura 12.	Imagens de texturas típicas da Suíte Curralinho.....	36
Figura 13.	Dique máfico porfirítico.....	37
Figura 14.	Fotomicrografias com texturas representativas das rochas do SCV.....	40
Figura 15.	Fotomicrografias com textura representativa das rochas do SCV.....	43
Figura 16.	Fotomicrografia com textura representativa do Hornblenda Álcali-	47
Figura 17.	Diagrama Q-J de Morimoto.....	53
Figura 18.	Diagramas de classificação de anfibólio.....	59
Figura 19.	Diagrama Sítio A <i>versus</i> Al ^{IV}	61
Figura 20.	Diagrama da substituição Tschermakita.....	62
Figura 21.	Diagrama (Sitio A + 2Ti + Al ^{VI} + Fe ³⁺ <i>versus</i> Al ^{IV}).....	63
Figura 22.	Diagrama de classificação da biotita.....	70
Figura 23.	Diagramas de discriminação de suítes magmáticas.....	72
Figura 24.	Diagrama Or-Ab-Na.....	79
Figura 25.	Diagrama A/NK x A/CNK com os parâmetros de Shand (1943).....	95
Figura 26.	Diagrama TAS [Na ₂ O + K ₂ O <i>versus</i> SiO ₂].....	96
Figura 27.	Diagramas de Harker para elementos maiores.....	98
Figura 28.	Diagramas de Frost et al. (2001).....	99
Figura 29.	Diagramas de Harker para elementos traço.....	100
Figura 30.	Diagramas multielementares tipo spider.....	102
Figura 31.	Diagrama de classificação tectônica de Pearce.....	103
Figura 32.	Concórdia U-Pb para os cristais de zircão da amostra FDS-233B.....	109

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.	Listagem dos afloramentos descritos na área de estudo.....	28
Tabela 2.	Dados modais e o teor de anortita do plagioclásio das rochas estudadas.....	41
Tabela 3.	Relação dos minerais analisados por lâmina delgado-pólida.....	50
Tabela 4.	Análises Químicas e Fórmula Estrutural do Diopsídio.....	51
Tabela 5.	Análises Químicas e Fórmula Estrutural do Anfibólio.....	55
Tabela 6.	Análises Químicas e Fórmula Estrutural da Biotita.....	67
Tabela 7.	Temperaturas médias calculadas para as amostras do SCV.....	71
Tabela 8.	Análises Químicas e Fórmula Estrutural dos Feldspatos.....	74
Tabela 9.	Análises Químicas e Fórmula Estrutural do Epídoto.....	81
Tabela 10.	Análises Químicas e Fórmula Estrutural da Torita e Zircão.....	84
Tabela 11.	Análises Químicas e Fórmula Estrutural da Apatita.....	86
Tabela 12.	Análises geoquímicas representativas de rochas do SCV.....	92
Tabela 13.	Análises dos elementos-traço das rochas estudadas.....	93
Tabela 14.	Temperaturas de saturação em Zr para as rochas do SCV.....	104
Tabela 15.	Dados de U-Pb SHRIMP para os cristais de zircão do SCV.....	109

LISTA DE SIGLAS

BSE	<i>Backscattered Electrons</i>
CPRM	Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais
EDS	<i>Energy Dispersive Spectrometer</i>
ETR	Elementos Terra Rara
FAB	Força Aérea Brasileira
FDS	Faixa de Dobramentos Sergipana
GeoLab-IGc-USP	Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo
HFSE	<i>High Field Strength Elements</i>
ICP-AES	<i>Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry</i>
ICP-MS	<i>Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry</i>
LAPA	Laboratório de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral
LILE	<i>Large-Ion Lithophile Elements</i>
MALI	<i>Modified Alkali-Lime Index</i>
MEV	Microscópio Eletrônico de Varredura
SCV	<i>Stock Canindé Velho</i>
SHRIMP	<i>Sensitive High Resolution Ion Microprobe</i>
SOS	Sistema Orogênico Sergipano
UFS	Universidade Federal de Sergipe

CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

As rochas graníticas, *lato sensu*, são as mais abundantes na crosta continental, ocorrendo em diversos ambientes geodinâmicos, desde cinturões orogênicos até ambientes intraplaca, anorogênico, podendo ainda, ocorrer em menores proporções em cadeias oceânicas (Gill 2010). Por esse motivo, admite-se a importância do estudo de tais tipos de rochas, visando principalmente suas classificações, o entendimento dos processos envolvidos em sua gênese, correlações com as demais rochas a elas relacionadas e a identificação de possíveis potencialidades econômicas.

O Sistema Orogênico Sergipano, anteriormente nomeado de Faixa de Dobramentos Sergipana, é, segundo Santos *et al.* (2001), uma área dobrada composta por rochas metavulcanossedimentares, com variados graus de metamorfismo, e por intrusões ácidas e básicas. Esse sistema foi estruturado no Neoproterozoico e é compartimentado, segundo Santos & Souza (1988) e Davison & Santos (1989), em domínios geológicos que, de sul para norte, são nomeados como: Estância, Vaza-Barris, Macururé, Marancó, Poço Redondo e Canindé. Ainda segundo esses mesmos autores, esses domínios estão separados entre si por zonas de cisalhamento, com direção leste-oeste, as quais foram nomeadas de Itaporanga, São Miguel do Aleixo, Belo Monte-Jeremoabo e Macururé.

Devido ao volume expressivo de granitos presentes no SOS, distribuídos essencialmente entre os domínios Macururé, Marancó, Poço-Redondo e Canindé, o estudo destas rochas se torna indispensável para melhor entendimento da geologia deste sistema orogênico. Essa importância se reflete, por exemplo, nas diversas publicações em formato de artigos, teses e relatórios científicos desenvolvidos desde a década de 60 até os dias atuais, como os já consagrados Humphrey & Allard (1969), Silva Filho *et al.* (1979), Santos *et al.* (1988), que criaram um alicerce para as futuras pesquisas. Em adição a estes trabalhos, tem-se contribuições de Bueno *et al.* (2009), Oliveira *et al.* (2010, 2015) e aquelas desenvolvidas pela equipe de pesquisadores do LAPA-UFS, a saber: Conceição *et al.* (2012), Lisboa *et al.* (2012), Oliveira *et al.* (2012), Silva *et al.* (2013), Santos *et al.* (2014) e Lisboa *et al.* (2014).

O objeto de estudo desse trabalho é o *Stock* Canindé Velho, uma intrusão diorítica a monzodiorítica encaixada em rochas do Domínio Canindé na parte norte do Estado de Sergipe.

1.2. OBJETIVOS

O objetivo geral desse trabalho é estabelecer a evolução petrológica para o *Stock* Canindé Velho.

Os objetivos específicos são: a obtenção de dados geológicos; coletar amostras representativas; identificar fácies petrográficas presentes; determinar a composição química dos minerais e das rochas e inferir a que série(s) magmática(s) as rochas estudadas pertencem; e determinar a idade absoluta para a cristalização do *stock* no contexto do Sistema Orogênico Sergipano.

1.3. JUSTIFICATIVAS

As motivações que propiciaram o desenvolvimento desse trabalho, que versa sobre a Petrologia do *Stock* Canindé Velho, foram melhorar as informações geológicas deste corpo. Ele foi cartografado por Santos *et al.* (1988) e na primeira missão realizada notou-se que as suas rochas mostram-se muito diferentes das encaixantes, dominando estruturas e texturas ígneas. Até esse estudo não havia dados petrográficos e geoquímicos desse *stock*. Esse panorama – stock sem deformação em embasamento metamorfoisado – fez com que a compreensão da evolução petrológica e a obtenção fossem consideradas importantes para melhor entender a evolução do setor norte do SOS.

1.4. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo se localiza nas proximidades da Cidade de Canindé de São Francisco (Fig. 1), no extremo norte do Estado de Sergipe e está inserida na região semiárida desse estado. Ela é limitada a norte pela margem sul do Rio São Francisco e fica a uma distância aproximada de 200 km da capital Aracaju (Fig. 1).

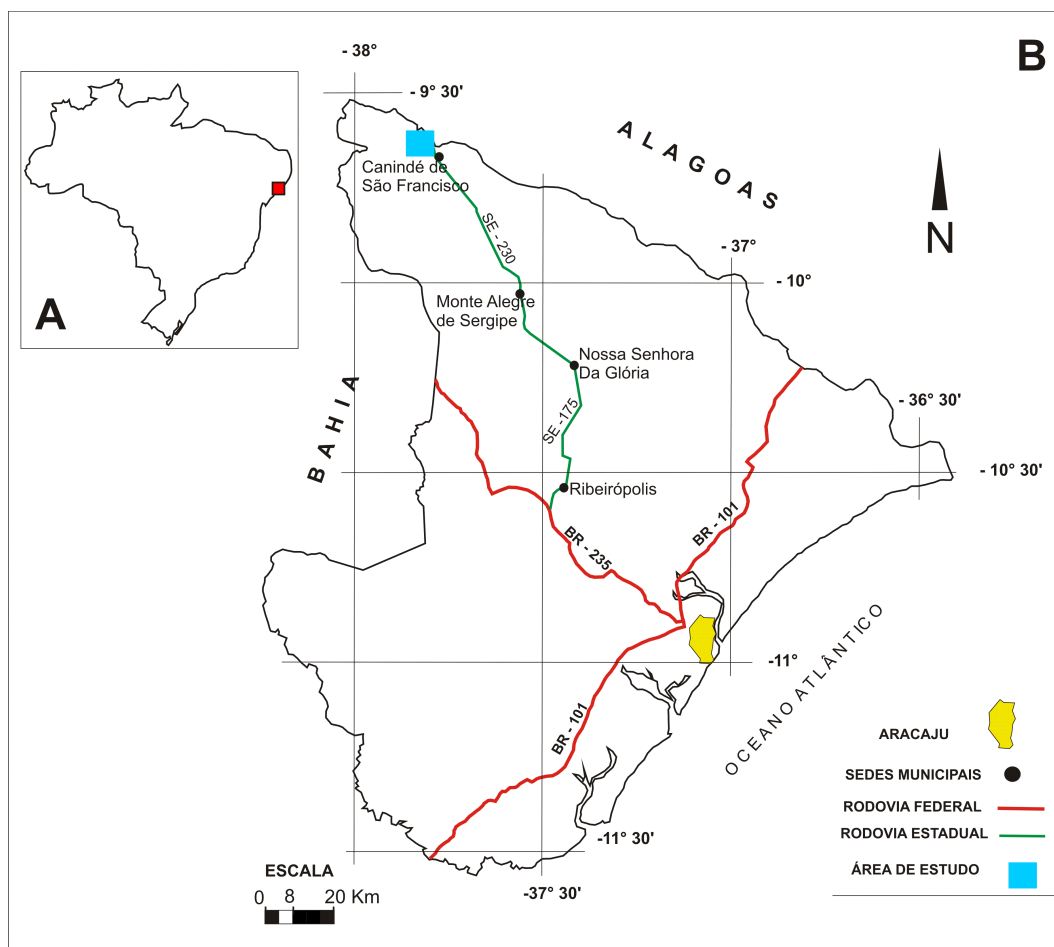


Figura 1. Mapa de localização e acesso à área de estudo. Contorno geográfico do Brasil com a localização do Estado de Sergipe (A). Contorno geográfico de Sergipe, com as principais rodovias federais (BR) e as estaduais (SE) que são principal via de acesso à área de estudo (B).

O acesso à área de estudo a partir de Aracaju se faz pela BR-235 em direção à Cidade de Carira por 68 km. Em seguida utiliza-se a SE-175, em direção à Cidade de Ribeirópolis. Seguindo dali pela SE-175 até Nossa Senhora da Glória. A partir da Cidade de Nossa Senhora da Glória utiliza-se a rodovia SE-230, seguindo-se até a Cidade de Canindé de São Francisco, onde o acesso ao SCV se dá por estradas secundárias.

CAPÍTULO 2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. INTRODUÇÃO

Os métodos empregados no desenvolvimento deste trabalho foram os convencionais e seguiram as etapas de: revisão bibliográfica; confecção de mapa preliminar; missão de campo; preparação de amostras; análises petrográficas; de química mineral; geoquímica e geocronologia. Estas etapas serão discutidas a seguir.

2.2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E MAPA PRELIMINAR

Os trabalhos iniciais consistiram na pesquisa sobre a geologia regional, juntamente com a confecção do mapa fotogeológico preliminar, através da estereoscopia, utilizando-se de fotos aéreas da área de estudo na escala de 1: 25.000 adquiridas pela FAB em 1984.

2.3. MISSÃO DE CAMPO

Nas missões de campo realizadas foram descritos afloramentos-chave do *Stock* Canindé Velho e do seu embasamento e coletadas dezoito amostras representativas do *stock*, de seus enclaves e da encaixante e seus enclaves.

2.4. PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

As amostras foram limpas, catalogadas e separadas em três grupos: aproximadamente meio quilo de amostra foi triturada e um quarto desse volume encaminhado para análise química; dois fragmentos de cerca de 8 x 8 cm foram separados para confecção das lâminas delgada e polida; e o restante ficou como reserva. Uma parte da brita teve sua granulação reduzida na fração de 80 # e foi tratada para obtenção de cristais de zircão.

2.5. PETROGRAFIA

As lâminas delgadas foram feitas no Laboratório de Laminação da Superintendência de Salvador do Serviço Geológico do Brasil (CPRM-BA). E as descrições petrográficas foram realizadas no Laboratório de Microscopia e Lupas do Departamento de Geologia da UFS, utilizando-se de microscópio petrográfico tri-ocular com polarização da marca LabKlass[®], modelo XS 148 PLT. A moda foi calculada com o contador de pontos semiautomático da marca SWIFT, modelo F, com a contagem média de 2.500 pontos por lâmina.

2.6. SEPARAÇÃO DE CRISTAIS DE ZIRCÃO

A amostra previamente reduzida na fração 80 # foi levada para a bateia para separação de minerais pesados. Após, a fração pesada, retida no fundo da bateia, foi secada. Com isso pode-se realizar a separação dos minerais magnéticos dos não magnéticos no Frantz, usando o método *free all*. Em seguida foi realizado um novo bateamento, utilizando-se cadinho de porcelana. O novo concentrado é novamente secado. Por fim, desse montante são selecionados manualmente os cristais de zircão, dando preferência na escolha daqueles que se mostrem límpidos, cristalinos, sem inclusões, fraturas intercrescimento, zoneamento ou qualquer sinal de abertura do sistema.

2.7. GEOQUÍMICA

As análises geoquímicas foram realizadas no *Acme Analytical Laboratories* Ltda., em Vancouver, no Canadá, utilizando-se das técnicas de ICP-AES, para os elementos maiores e menores, e ICP-MS, para os elementos traços. No tratamento dos dados geoquímicos, além de planilhas Excel[®], utilizou-se o *software Geochemical Data Toolkit for Windows* (GCDkit), versão 3.00 (Janousek *et al.* 2008).

2.8. QUÍMICA MINERAL NO MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA

Os estudos de microscopia eletrônica de varredura (MEV) se dividiram nas etapas pré-MEV, análise no MEV e pós-MEV, que serão descritas a seguir.

A etapa pré-MEV consistiu da confecção de cinco lâminas delgadas polidas confeccionadas pela CPRM, sendo quatro do *stock*: FDS-231, FDS-232, FDS-233A e FDS-233B (enclave) e uma da rocha encaixante (FDS-230). As lâminas foram previamente analisadas sob o microscópio petrográfico, com o objetivo de identificar os minerais para a análise de química pontual utilizando-se do Espectrômetro de Energia Dispersiva (EDS – *Energy Dispersive Spectrometer*) acoplado ao MEV.

Os campos microscópicos considerados importantes foram delimitados com um pincel esferográfico e os critérios utilizados para escolha dos mesmos foram a presença de: plagioclásio, minerais opacos, biotita, hornblenda, epidoto, piroxênio e minerais zoneados. Após a delimitação dos campos, as lâminas foram levadas para o metalizador Quorum[®], modelo Q150R ES, que se utiliza de um cordão de carbono submetido a uma alta voltagem no vácuo, para metalizar as amostras com carbono metálico.

Essa metalização tem por objetivo permitir o escoamento dos elétrons emitidos pelo MEV, pela superfície da amostra, já que os minerais presentes - quartzo, feldspatos, piroxênio, hornblenda e mica - na lâmina não são bons condutores. Com a amostra metalizada, os detectores do MEV são capazes de realizar a leitura dos sinais emitidos, quando da interação do feixe de elétrons com os minerais.

A etapa análise no MEV se iniciou com a visualização dos minerais. Para isso, foram utilizadas imagens geradas por um detector de elétrons retroespalhados (BSE - *Backscattered Electrons*). Esse detector gera imagens com tonalidades cinza de diferentes intensidades, de acordo com os elementos que constituem o mineral. Os minerais formados por elementos pesados ou de número atômico maior, como o Fe, Mg, Ti e Zr, defletem elétrons com maior intensidade, surgindo na imagem com mais brilho, gerando, normalmente, cores que vão do branco ao cinza claro. Já os minerais com elementos de

número atômico menor, como o Si, Al, K e Ca, defletem os elétrons com intensidade menor, aparecendo nas imagens, usualmente com a cor preta e cinza escuro (Fig. 2A).

De posse da imagem BSE de uma determinada área da lâmina, selecionam-se os pontos desejados para obtenção da análise química pelo detector EDS, da marca Oxford. O detector irá medir a energia emitida pela interação dos elétrons com os elementos presentes em cada mineral. Essa energia é gerada, quando os átomos excitados pelo feixe de elétrons voltam ao seu estado neutro. Sendo assim, e visto que os átomos emitem energia com diferentes intensidades, esta técnica permite identificar quais são os diferentes elementos e suas proporções relativas em cada mineral. As condições analíticas foram sob uma aceleração potencial de 15 Kv e corrente variável entre 15 20 nA, com o diâmetro do feixe de elétrons estando entre 300 a 830 nm. O tempo de contagem médio foi de 60 segundos.

Como forma de obter maior controle sobre os dados coletados, cada ponto analisado foi numerado, e esses números, anexados às tabelas de análise química e de fórmula estrutural de cada mineral.

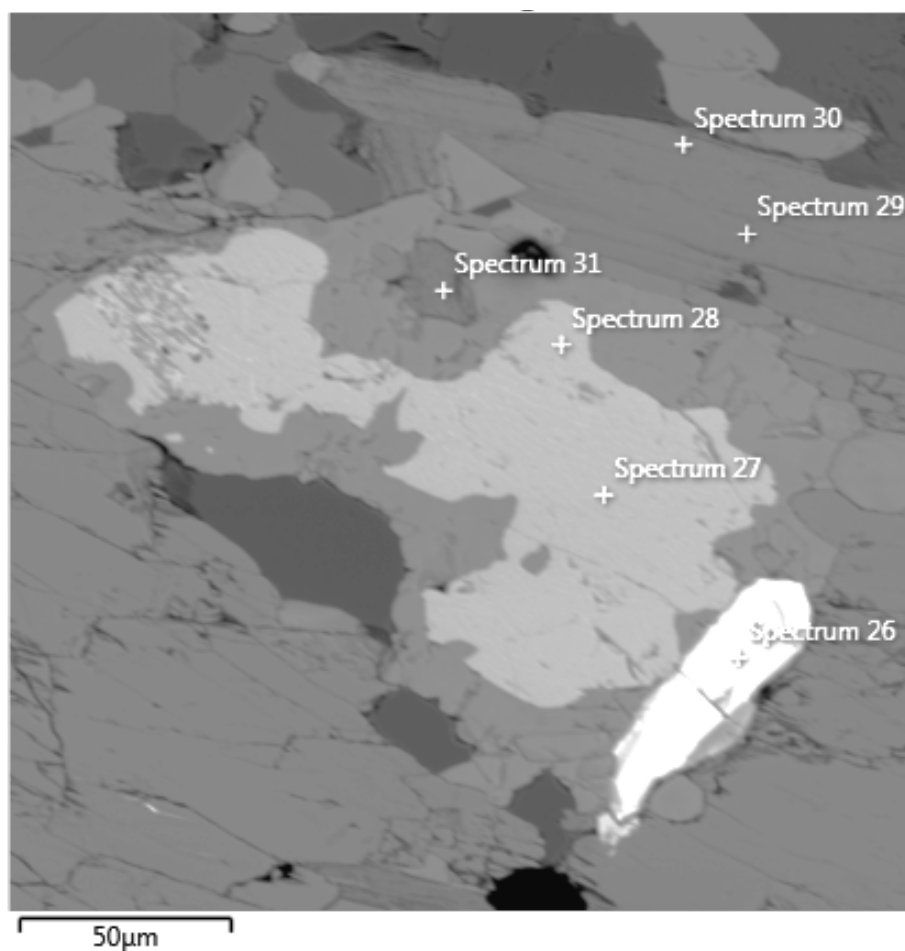
A etapa pós-MEV consistiu da análise dos espectros gerados pelo detector EDS (Fig. 2B), permitindo assim inferir, através das proporções relativas dos elementos, quais as composições químicas dos minerais presentes na amostra.

Adquirido os percentuais em peso dos elementos presentes em cada mineral, nos respectivos pontos analisados, procedeu-se da seguinte forma:

Conversão, através de planilhas Excel®, dos percentuais em peso dos elementos em óxidos.

Organização das análises em tabelas por mineral, agrupando assim todas as análises de um mesmo mineral ou grupo de minerais (ex. todas as análises de biotita de todas as amostras em uma única tabela), discriminando os respectivos pontos e lâminas a qual cada análise pertence.

(A)



(B)

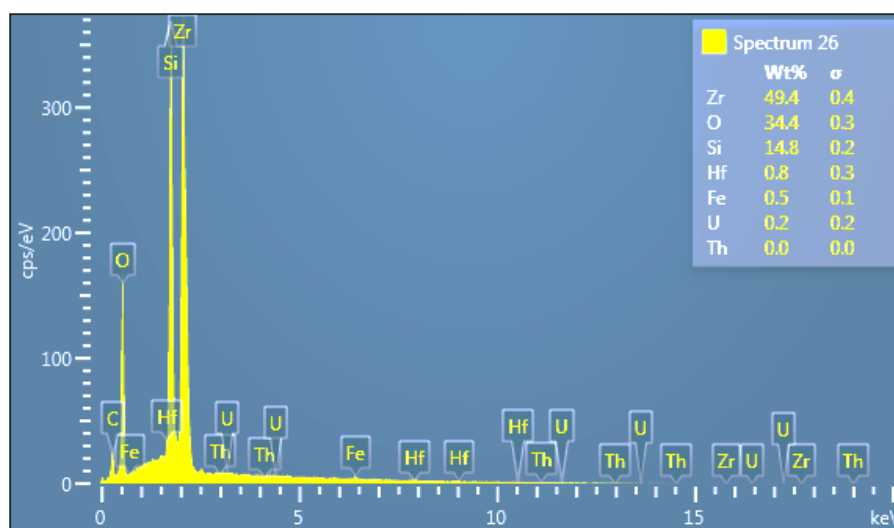


Figura 2. Imagem BSE da amostra FDS-231, onde é possível observar cristais de zircão, em tonalidades mais claras, (Spectrum 26), ilmenita, em tonalidades cinza claro, (Spectrum 27 e 28) e biotita, em tonalidades mais escuras, (Spectrum 29, 30 e 31) (A). Espectro de Raios-X do cristal de zircão da imagem acima, mostrando os percentuais em peso dos elementos dosados pelo detector EDS (B) e os erros destas determinações como sigma (σ).

Cálculo da fórmula estrutural de cada análise pontual dos minerais, adotando os procedimentos de Deer *et al.* (1992), observando as particularidades de cada grupo mineral. E, quando necessário, realizando a estimativa de Fe^{3+} de acordo com a fórmula proposta por Droop (1987), uma vez que as análises adquiridas consideram todo ferro como Fe^{2+} .

Calculada a fórmula estrutural para as análises dos minerais, foi possível classificá-los quimicamente e inferir para alguns deles valores de parâmetros físicos intrusivos, como pressão, temperatura, fugacidade de oxigênio. E, algumas vezes, a afinidade magmática e a ambiência tectônica.

2.9. ANÁLISES GEOCRONOLÓGICAS

A presente etapa foi realizada no GeoLab-IGc-USP. Foram encaminhados para o referido laboratório cristais de zircão da amostra FDS-233B para serem analisados através do método U/Pb SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*). A idade foi obtida analisando-se 9 cristais.

O SHRIMP é um espectrômetro de massa de alta resolução acoplado a uma microsonda iônica. Esses equipamentos permitem a obtenção de análises isotópicas de U e Pb de zircão "*in situ*" e, dessa forma, a datação de zircão, que se apresente com multifases de crescimento.

A análise de U-PB SHRIMP se faz por dois tipos de medição: medida da composição isotópica dos isótopos de Pb; medida da relação de U/Pb ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$).

As amostras devem ser preparadas para que possam fornecer dados precisos, através da análise sob o SHRIMP. Comumente, as montagens são de 25 mm de diâmetro e consistem de cristais de zircão alinhados sobre resina epóxi.

As amostras devem ser polidas, com um pó de diamante composto, e caracterizadas por vários tipos de imagem (ópticas e eletrônicas). Somente após a obtenção destas imagens, os cristais de zircão selecionados estão aptos para serem analisados pela SHRIMP. Essas amostras devem ser revestidas por um material condutor, que geralmente é ouro, para evitar o carregamento elétrico de íons na amostra durante o procedimento, afetando as determinações.

Para datação através do sistema U-Th-Pb, um feixe de íons primários de $(O_2)^{-1}$ são acelerados e colimados em direção ao alvo, onde se encontra a amostra, liberando íons secundários. Estes íons secundários são acelerados ao longo do instrumento, onde a abundância relativa dos isótopos de urânio, chumbo e tório é medida de forma sucessiva.

Os *softwares* do SHRIMP são LabVIEW 8.5 e SHRIMP SW, versão 2.1. O método de calibração é feito com base na $\ln(Pb/U)$ *versus* $\ln(UO/U)$. Os dados foram reduzidos usando SQUID 1.06 e o diagrama de Concordia foi plotado usando ISOPLOT (Ludwig 2009). As correções de chumbo comum usam ^{204}Pb segundo Stacey & Kramer (1975). As correções para o ^{207}Pb e o ^{208}Pb são feitas através do *software* SQUID.

CAPÍTULO 3. GEOLOGIA REGIONAL

3.1. INTRODUÇÃO

O Brasil ocupa a maior parte da porção continental da Placa Sul-Americana. Esta porção é formada por um embasamento pré-cambriano amplamente exposto no território brasileiro. Schobbenhaus & Brito Neves (2003) dividem esse embasamento nas seguintes unidades geológicas, a saber: Escudo das Guianas, a norte; Escudo Brasil Central, no centro-oeste, e Escudo Atlântico, a leste. Além das unidades anteriormente citadas, ocorre no território brasileiro coberturas fanerozoicas (Fig. 3A).

Tendo em vista a natureza destas exposições e levando-se em conta feições estratigráficas, tectônicas, metamórficas e magmáticas, Almeida *et al.* (1977 e 1981) subdividiram o Brasil em dez províncias estruturais, são elas: Rio Branco e Tapajós (Cráton Amazonas), São Francisco (Cráton do São Francisco), Tocantins, Mantiqueira, Borborema, Amazonas, Parnaíba, Paraná e Costeira e Margem Continental.

Santos (2003) propõe a divisão do Cráton Amazonas nas províncias Transamazonas, Carajás, Amazônia Central, Tapajós-Parima, Rondônia-Juruena, Rio Negro e Sunsás.

Schobbenhaus & Brito Neves (2003) reconhecem 16 províncias estruturais no Brasil, acrescentando-se a Província Parecis às anteriormente citadas (Fig. 3B).

No território do Estado de Sergipe ocorrem rochas de três províncias geológicas brasileiras, a saber: São Francisco, a sul; Borborema, no centro e norte; e Costeira e Margem Continental, a leste (Fig. 4A). Uma descrição sucinta dessas três províncias será feita a seguir.

De acordo com Teixeira *et al.* (2000), o Cráton São Francisco é formado por unidades arqueanas e paleoproterozoicas, com grau de metamorfismo variando de médio a alto, estruturadas durante a Orogenia Transamazônica, além dessas unidades possui terrenos *greenstone belts* e bacias paleo-mesoproterozoicas. Santos *et al.* (2001) admitem que as rochas do Cráton São

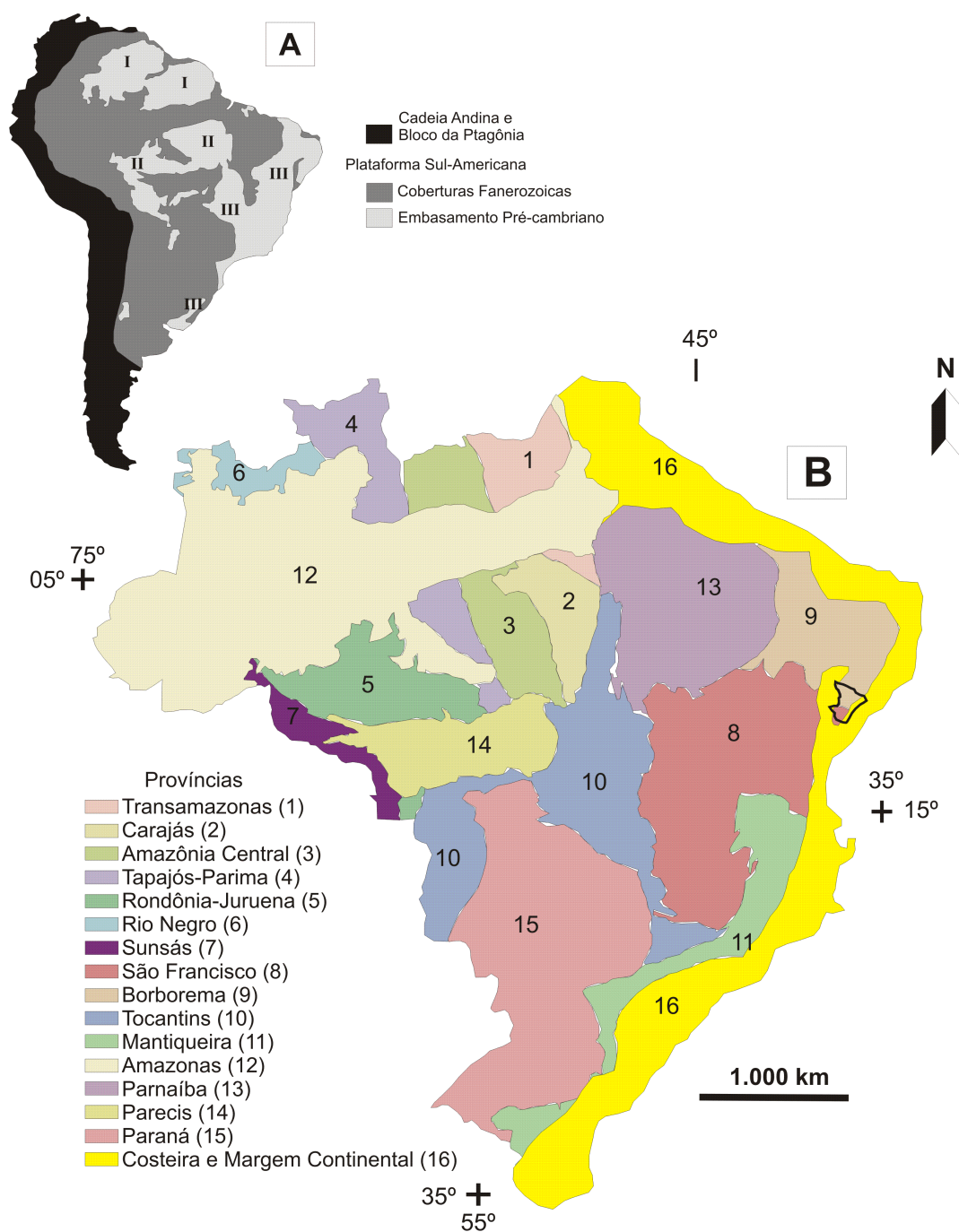


Figura 3. Províncias Estruturais brasileiras. Parte continental da Placa Americana (A). I – Escudo das Guianas; II – Escudo Brasil central; III – Escudo Atlântico. Províncias Estruturais Brasileiras, segundo Almeida *et al.* (1977 e 1981) e Schobbenhaus & Brito Neves (2003) (B), e com a demarcação com linha preta do contorno do Estado de Sergipe.

Francisco que afloram no sul de Sergipe podem ser fragmentos do embasamento do Bloco Serrinha, unidade mesoarqueana localizada no nordeste do cráton. Estes terrenos estão representados no território sergipano por um Complexo Gnáissico-Migmatítico, que também afloram como os domos de Itabaiana e Simão Dias na região central do Estado, e pelo Complexo Granulítico Paleoproterozoico, na porção sul. O enxame de diques de Arauá é uma das unidades de rochas que ocorrem no Craton de São Francisco em Sergipe. Essas rochas subvulcânicas são paleoproterozoicas e apresentam idades U-Pb de 2015 Ma (Oliveira 2014).

A Província Borborema é um segmento crustal localizad no nordeste do Brasil, entre as províncias São Francisco (a sul); Parnaíba (a oeste); e Costeira e Margem Continental (a leste). Essa província (Fig. 3A) é formada por sistemas de dobramentos subparalelos entre si (Almeida *et al.* 1977; 1981). Esta região é tida como estruturada por eventos tectônicos que ocorreram do Arqueano ao limite Neoproterozóico-Cambriano (Brito Neves *et al.* 2000). Segundo Van Schmus *et al.* (2008), a Província Borborema pode ser dividida em seis domínios tectônicos, separados por zonas de cisalhamento ou lineamentos, são eles de norte para sul (Fig. 4A): Domínio Médio Coreaú entre o Cráton São Luís, a oeste, e o Lineamento Transbrasiliano, a leste; domínios Cearense e Rio Grande do Norte, que inclui o Cinturão de Dobramentos Seridó e o Núcleo Arqueano São José do Campestre, posicionados acima da Zona de Cisalhamento Patos; Domínio da Zona Transversal ou central entre as zonas de cisalhamento Patos, a norte, e Pernambuco, a sul; e os domínios Pernambuco-Alagoas, Riacho do Pontal e Sergipano entre a Zona de Cisalhamento Pernambuco, a norte, e o Cráton São Francisco, a sul.

O Domínio Sergipano, localizado entre o Domínio Pernambuco-Alagoas, a norte, e o Cráton São Francisco, a sul, é referido neste trabalho como Sistema Orogênico Sergipano (SOS). Isso pois, atualmente existem muitas informações que permite nomeá-lo como um sistema orogênico. A área em estudo deste trabalho está inserida na região norte do SOS.

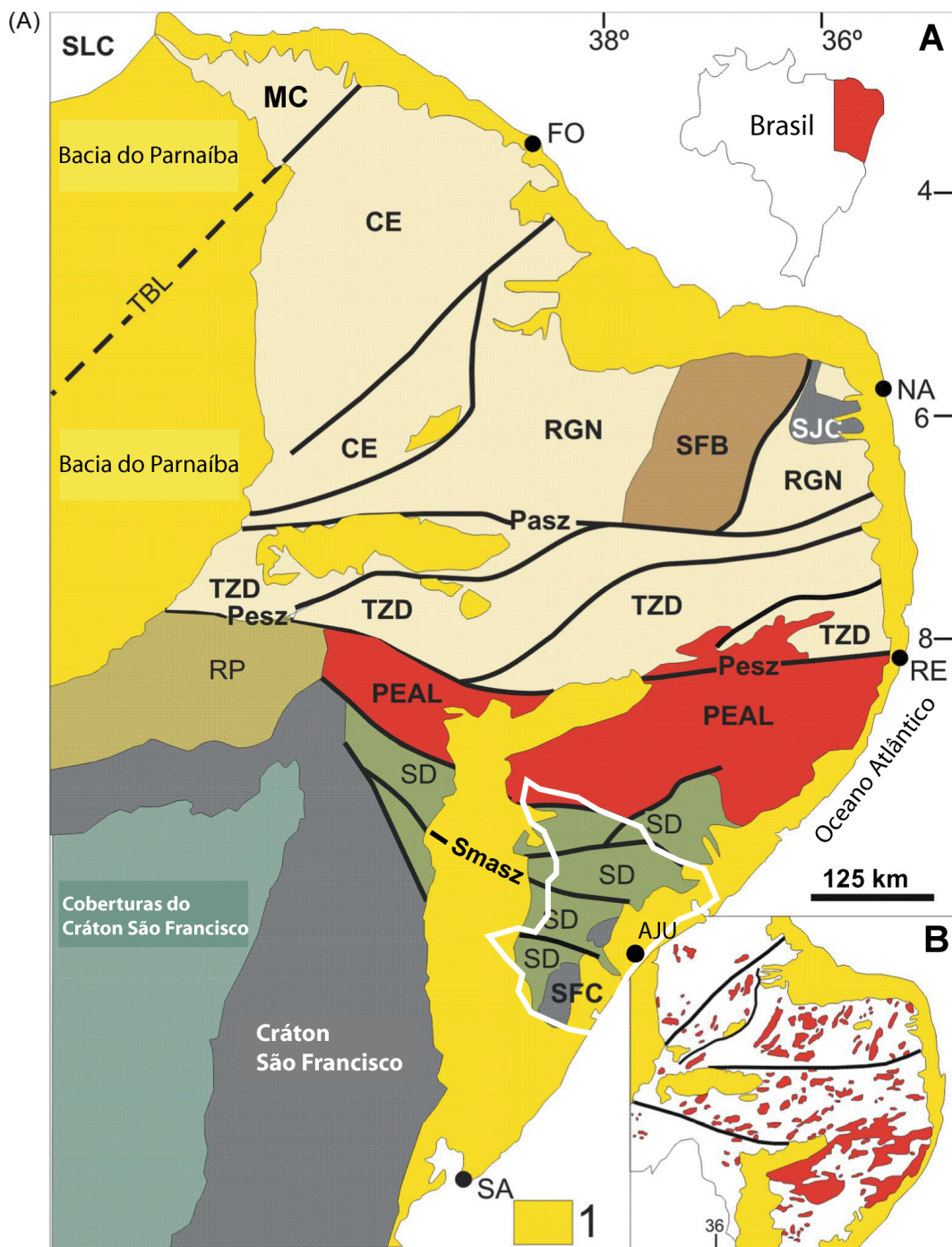


Figura 4. Esboço geológico estrutural da Província Borborema com seus principais domínio e terrenos segundo Van Schmus *et al.* (2008). Apresentando o contorno do Estado de Sergipe (A). Fonte: Silva Filho *et al.* (2013). CE – Domínio Cearense; MC – Domínio Médio Coreaú; PEAL – Domínio Pernambuco–Alagoas; RGN – Domínio Rio Grande do Norte (SJC – Núcleo arqueano São José do Campestre; SFB – Cinturão de dobramentos Seridó); RP – Domínio Riacho do Pontal; SD – Domínio Sergipano; SFC – Cráton São Francisco; SLC – Cráton São Luís; TZD – Domínio da Zona Transversal; 1 – Coberturas Fanerozoicas. Falhas e zonas de cisalhamento: PaSZ – Zona de Cisalhamento Patos; PeSZ – Zona de cisalhamento Pernambuco; SmaSZ – São Miguel do Aleixo shear zone; TBL – Lineamento Transbrasiliano. Cidades: FO – Fortaleza; NA – Natal; RE – Recife; AJU – Aracaju; SA – Salvador. No quadro (B), inferior à direita, é mostrada a distribuição geral dos granitos Brasileiros na Província Borborema.

Outra característica da Província Borborema é o intenso plutonismo granítico que aflora em toda sua extensão (Fig. 4B) e que está relacionado aos eventos orogênicos Cariris Velhos (final do Mesoproterozoico ao início do Neoproterozoico) e Brasileiro (final do Neoproterozoico) (Brito Neves *et al.* 2000; Delgado *et al.* 2003; Van Schmus *et al.* 2008).

A Província Costeira e Margem Continental são representadas por bacias desenvolvidas durante a desagregação do Supercontinente Gondwana, que abrangem toda costa atlântica do país e foram preenchidas no Meso-Cenozoico (Almeida *et al.* 1977; 1981). Em Sergipe esta província está representada pela Bacia de Sergipe-Alagoas.

3.2. SISTEMA OROGÊNICO SERGIPANO

Inicialmente essa unidade geotectônica foi nomeada de Geossinclinal de Propriá ou de Sergipe por Humphrey & Allard (1969) e Allard (1969). Posteriormente essa região foi reconhecida como Faixa de Dobramentos por Brito Neves (1975), devido a feições tectônicas reconhecidas por esse. Tais feições foram comprovadas nos estudos de Santos *et al.* (1988 e 2001).

O SOS é conhecido como um sistema de dobramentos localizado no nordeste do Brasil, entre o Maciço Pernambuco-Alagoas, a norte, e o limite nordeste do Cráton São Francisco, a sul. Parte do sistema situa-se a oeste Bacia do Tucano-Jatobá. O SOS evoluiu durante a sucessão de eventos tectônicos, que culminaram na colisão entre o Maciço Pernambuco-Alagoas, a norte, e o Cráton São Francisco, a sul, no Neoproterozoico (Brito Neves *et al.* 1977; Davison e Santos 1989; D'el-Rey Silva 1995; Silva Filho 1998; Oliveira *et al.* 2010).

Com base em feições geológicas Santos & Souza (1988) e Davison & Santos (1989) compartimentam o SOS em seis domínios. Estes domínios são reconhecidos de sul para norte como: Estância, Vaza-Barris, Macururé, Marancó, Poço Redondo e Canindé (Fig. 5A). A seguir as principais feições destes seis domínios serão apresentadas.

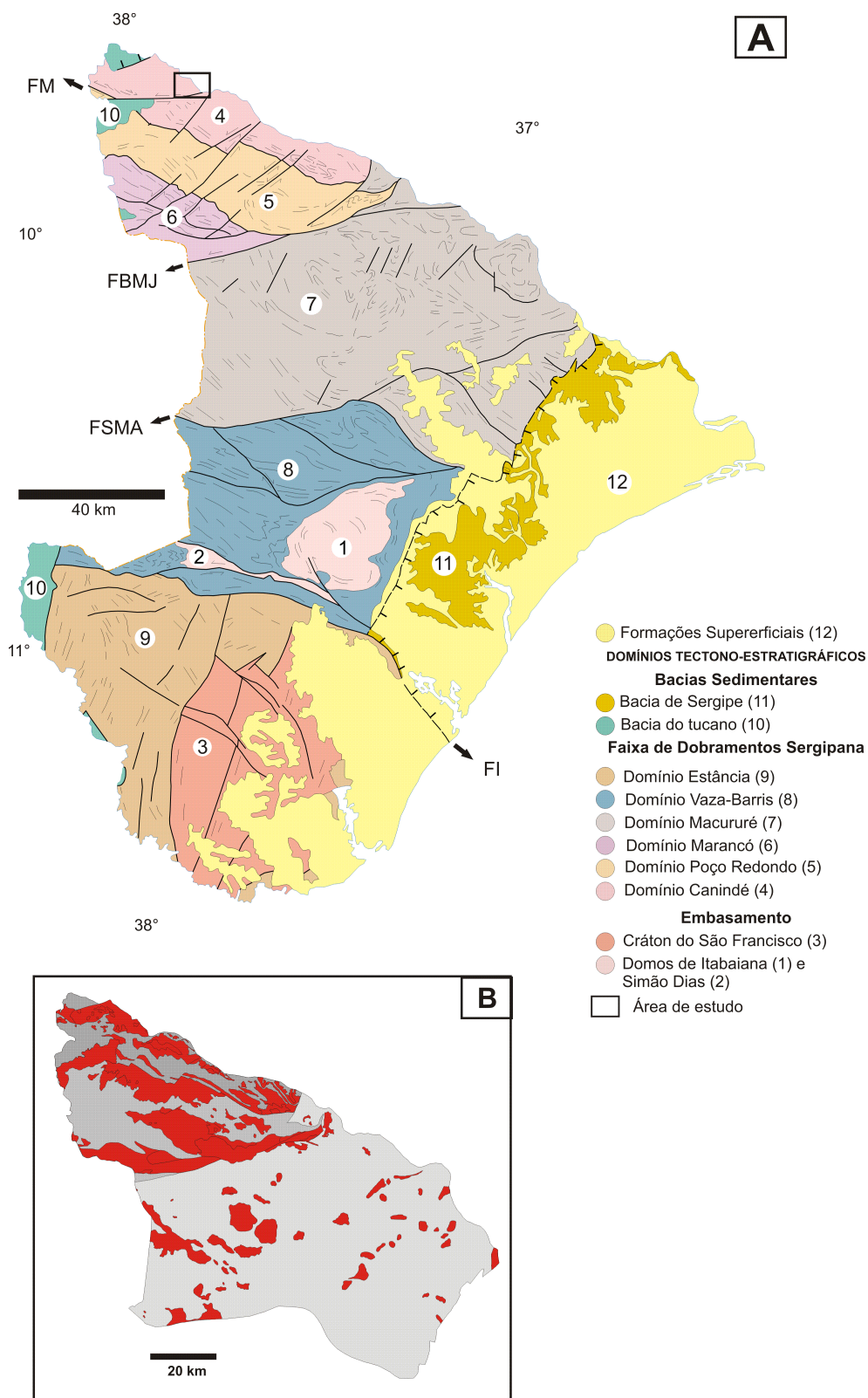


Figura 5. Mapa geológico simplificado do Estado de Sergipe, baseado em Santos et al. (2001) (A). Distribuição das intrusões graníticas no Sistema Orogênico Sergipano, baseado em Teixeira et al. (2014) (B) FI – Falha de Itaporanga; FSMA – Falha São Miguel do Aleixo; FBMJ – Falha Belo Monte-Jeremoabo; FM – Falha Macururé.

O Domínio Estância é limitado a sul pelo Cráton São Francisco e a norte pelo Domínio Vaza-Barris através da Falha de Itaporanga (Fig. 5A). Este domínio é formado por sedimentos siliciclásticos e carbonáticos, continentais e marinho raso. Apresenta-se pouco ou não deformado e os seus sedimentos são depositados em não conformidade sobre rochas do Cráton São Francisco (Silva Filho *et al.* 1978; D'el-Rey Silva 1995).

O Domínio Vaza-Barris faz divisa a sul com o Domínio Estância e a norte com o Domínio Macururé através da Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo (Fig. 5A). Ele é formado, segundo D'el-Rey Silva (1992, 1995), por rochas sedimentares siliciclásticas e carbonáticas, continentais e de plataforma marinha e vulcânicas; estando essas rochas deformadas e metamorfoseadas na Fácies Xisto-Verde.

O Domínio Macururé está localizado a norte do Domínio Vaza-Barris e faz contatos com os domínios Marancó e Poço Redondo, a norte, através da Zona de Cisalhamento Belo Monte-Jeremoabo. Ele é composto por micaxistos (metagrauvaca, metassiltito, metapelito) com granada e intercalações de metavulcânicas ácidas a intermediárias (Santos & Souza 1988; Conceição *et al.* 2012; Silva *et al.* 2013; Lisboa *et al.* 2014). Uma característica marcante desse domínio, segundo Santos *et al.* (2001), em relação aos supracitados é a presença de intrusões graníticas tardias a pós-tectônicas, que provocam metamorfismo de contato nos metassedimentos.

O Domínio Marancó se localiza a norte-noroeste do Domínio Macururé e limita-se com o Domínio Poço Redondo por uma zona de cisalhamento contracional. Este domínio é composto por intercalações de sequências metavulcânicas ácidas a intermediárias e metassedimentares com idades U-Pb SHRIMP em zircão detrítico entre 960-1087 Ma (Carvalho 2005), além de intrusões ultrabásicas e de granitos sincrônicos a pós-tectônicos (Santos & Souza 1988; Menezes Filho *et al.* 1988).

O Domínio Poço Redondo está localizado a norte do Domínio Marancó e faz limite com o Domínio Canindé, a norte, através da Zona de Cisalhamento Macururé. Ele é caracterizado por ortognaisses tonalíticos a granodioríticos, paragneisses migmatizados, além de intrusões graníticas tardias a pós-tectônicas. Sendo as idades U-Pb em zircão do paleossoma granodiorítico entre

980 e 960 Ma, obtidas por Carvalho (2005). Segundo Carvalho (2005), o domínio pode ter servido de embasamento para a sequência vulcanossedimentar do Domínio Marancó, sendo uma das possíveis fontes desses sedimentos durante o Neoproterozoico.

O Domínio Canindé, onde se encontra a área de estudo, faz contato a sul com o Domínio Poço Redondo e tem seu contato a norte com o Maciço Pernambuco-Alagoas obliterado por intrusões graníticas. Este domínio é alongado na direção NW-SE estando paralelo à margem sergipana do Rio São Francisco (Fig. 6). Ele é formado pelo Complexo Canindé que apresenta: uma sequência metavulcanossedimentar composta por metassedimentos finos, mármore e anfibolito (Unidade Novo Gosto); subvulcânicas, anfibolitos e quartzo-monzodioritos (Unidade Gentileza). Esse complexo é invadido por uma suíte ultramáfica composta por gabros, anortositos, noritos e peridotitos. Há também a presença de intrusões graníticas sincrônicas a pós-tectônicas (Nascimento 2005). Com base em composições químicas e dados geocronológicos e isotópicos, Oliveira *et al.* (2010) interpretam esse domínio como uma sequência rifte continental que evoluiu para uma bacia oceânica e foi posteriormente acrescida ao Domínio Poço Redondo.

3.3. GRANITOS DO SISTEMA OROGÊNICO SERGIPANO

O objetivo desse subitem é reunir as informações disponíveis sobre os diferentes tipos de granitos do SOS, abordando aspectos tectônicos, geocronológicos, geoquímicos e petrográficos. Para facilitar a leitura optou-se por abordar os tipos graníticos em ordem decrescente de idade de colocação e seguindo a nomenclatura mais recente na literatura, que reúne os corpos graníticos em suítes, proposta por Teixeira *et al.* (2014). Os corpos graníticos no Estado de Sergipe ocorrem nos domínios Macururé, Marancó, Poço Redondo e Canindé (Fig. 5B) e correspondem as seguintes suítes intrusivas: Serra Negra, Garrote, Curralinho, Sítios Novos, Coronel João Sá, Queimada Grande, Serra do Catu, Glória-Xingó-1 e Glória-Xingó-2.

A Suíte Intrusiva Serra Negra é restrita ao Domínio Marancó e os contatos de seus corpos são, essencialmente, com os migmatitos.

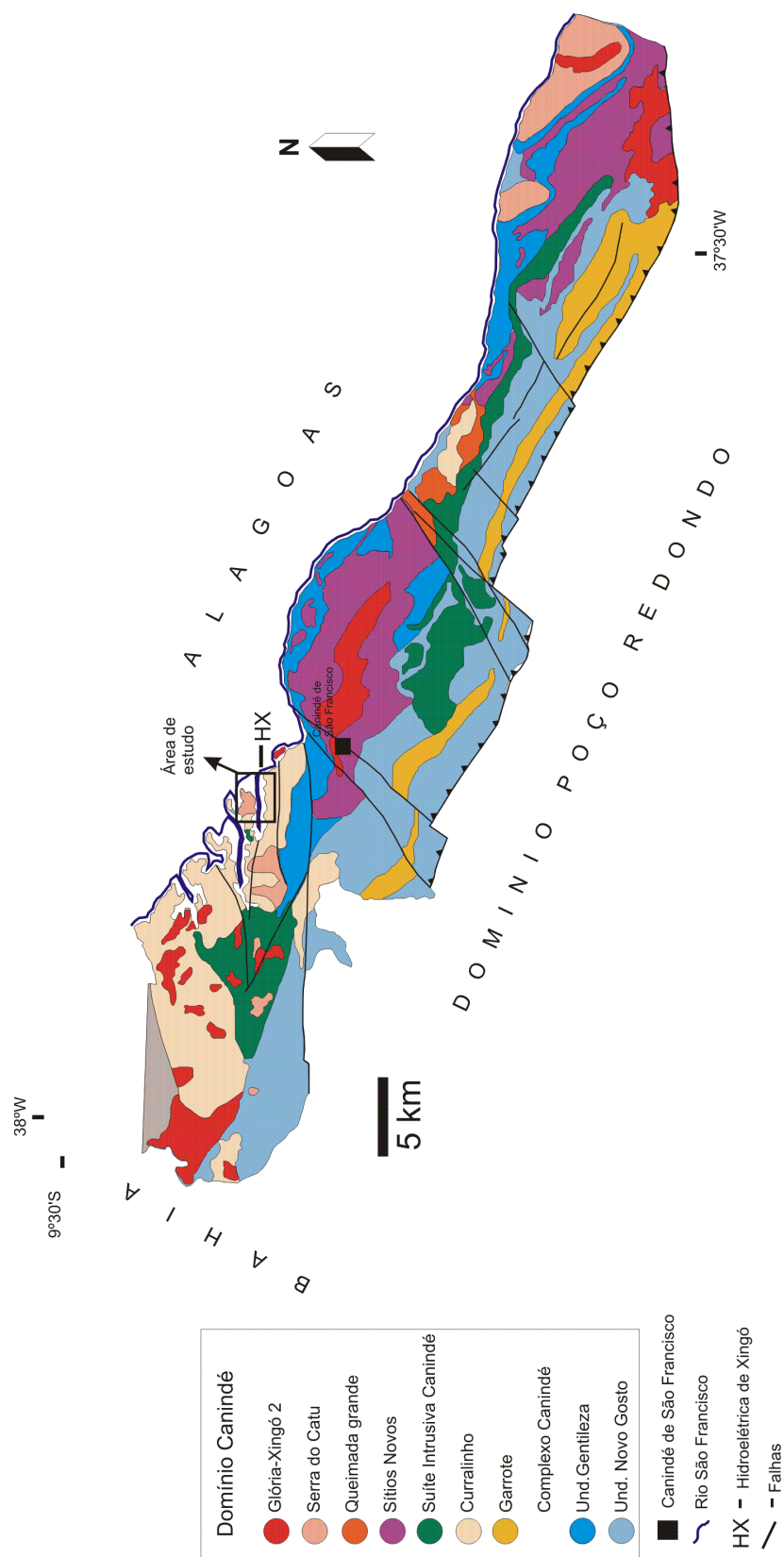


Figura 6. Mapa geológico simplificado do Domínio Canindé, segundo Teixeira *et al.* (2014).

Com as rochas do Complexo Marancó, essa suíte geralmente apresenta contatos tectônicos marcados por zonas de cisalhamento transcorrentes, podendo localmente ocorrer contatos intrusivos (Santos & Souza 1988). De acordo com Carvalho (2005), esta suíte é formada por granodiorito a quartzomonzonito porfíricos, geralmente nas porções centrais dos corpos e *augen* gnaiss, nas bordas das intrusões. Em termos da sua composição química estas rochas são de natureza cálcio-alcálica e álcali-cálcica, ferrosa e peraluminosa geradas em ambientes anorogênicos. A idade de cristalização está em torno de $951,8 \pm 1,5$ Ma [U-Pb SHRIMP em zircão, Carvalho (2005)].

A Suíte Intrusiva Garrote intrude apenas as rochas do Complexo Canindé. Esta suíte dispõem-se concordante com a orientação NW-SE das encaixantes e os contatos são normalmente tectônicos. A suíte tem composição granítica com textura porfírica, apresentando foliação gnáissica em algumas regiões. Estas rochas são metaluminosas, ferrosas, alcalinas a alcalina-cálcicas, do Tipo A, e sua colocação ocorreu durante o evento tectônico, que estruturou as rochas do Complexo Canindé (Gava *et al.* 1983; Santos *et al.* 2001; Nascimento 2005). Uma idade aproximada U-Pb de 715 Ma é atribuída a esta suíte (Santos *et al.* 2001).

A Suíte Intrusiva Currálinho ocorre restrita ao Domínio Canindé e mostra-se associada às rochas da Suíte Intrusiva Canindé, apresentando feições de mistura magmática nos contatos (Santos *et al.* 2001). Esta suíte é composta por monzogranitos, quartzomonzonitos de granulação média a grossa, porfíricos com fenocristais de microclina. Neste trabalho cartografou-se rochas dessa suíte com composição álcali-feldspato sienítica nas proximidades da Usina Hidroelétrica de Xingó, como embasamento do Stock Canindé Velho. As rochas da suíte guardam enclaves máficos de granulação fina a média, que se encontram orientados NW-SE. As rochas possuem afinidades metaluminosa, ultrapotássica e são classificadas como granitos magnesianos e alcalino-cálcicos, e foram formadas em ambientes de arco vulcânico pós-orogênico (Santos *et al.* 2014; Teixeira *et al.* 2014). Uma idade U-Pb de 684 ± 7 Ma de Nascimento (2005) é atribuída a esta suíte.

A Suíte Intrusiva Sítios Novos aflora nos domínios Poço Redondo e Canindé. Os contatos com as rochas encaixantes são normalmente intrusivos e tectônicos. As rochas da suíte correspondem a granodioritos e monzonitos equigranulares. Essas rochas mostram-se cálcio-alcálica a alcálica, magnesiânica e metaluminosa a peraluminosa do tipo I. Uma idade U-Pb de SHRIMP 651 ± 6 Ma (Araújo & Oliveira 2004) é atribuída a esta suíte.

A Suíte Intrusiva Coronel João Sá ocorre no Domínio Macururé, nas regiões sul e norte, e no Domínio Poço Redondo como um batólito no limite com o Domínio Canindé. Ela é formada por granitos, granodioritos a dioritos cinza, equigranulares ou porfíricos e deformados nos contatos com zonas de cisalhamento. Segundo Bueno (2008) essas rochas são peraluminosas a metaluminosas de alto potássio, ferrosos e cálcio-alcálicos. Davison & Santos (1989) atribuem uma idade Rb-Sr em rocha total de 600 ± 23 Ma a um leucogranito do Domínio Poço Redondo pertencente a esta suíte. Embora idades mais velhas, como 625 ± 2 Ma U-Pb em zircão (Long *et al.* 2005) e 628 ± 12 Ma U-Pb_{SHRIMP} em zircão (Bueno 2008), em granitos no Domínio Macururé, já tenham sido registradas. Silva (2014) obteve idade U-Pb SHRIMP de 618 ± 4 Ma para o Stock Lagoa do Roçado, que ele correlaciona ao plutonismo Cel. João Sá.

A Suíte Intrusiva Queimada Grande aflora amplamente por toda região do Domínio Macururé e nos domínios Marancó, Poço Redondo e Canindé. É formada por monzonitos, granitos com biotita equigranulares ou porfíricos com presença de enclaves máficos das encaixantes. Essas rochas são cálcio-alcálicas de alto potássio, álcali-cálcicas, magnesianas, metaluminosas a peraluminosas com características de ambiente de arco vulcânico. Datações realizadas em corpos pertencentes a esta suíte nos domínios Macururé e Poço Redondo forneceram idades 651 ± 6 Ma (U-Pb em zircão, Carvalho 2005) e 588 ± 5 Ma (U-Pb SHRIMP; Lisboa 2014).

A Suíte Intrusiva Serra do Catu aflora nos domínios Marancó, Poço Redondo e Canindé. É formada por rochas com texturas fanerítica média a grossa, equigranulares, com composições que variam de monzonitos, sienitos e granitos. Quanto a geoquímica, essas rochas são alcalinas, shoshoníticas, metaluminosas a peraluminosas e magnesianas, possuem ainda característica de ambientes de arco vulcânico pós-colisionais (Gentil 2013). Rochas com características semelhantes estão cartografadas no Maciço Pernambuco-Alagoas, próximo ao limite com o Domínio Canindé (Brito *et al.* 2009). Esta suíte possui idades U-Pb em zircão de 613 ± 8 Ma (Brito Neves *et al.* 2003) e K-Ar em biotita de 617 ± 18 Ma (Gava *et al.* 1983).

A Suíte Intrusiva Glória-Xingó se distribui entre os domínios Macururé, Marancó, Poço Redondo e Canindé. Este grupo de rochas corresponde ao último evento magmático granítico do SOS e os corpos referentes a esta suíte vêm sendo subdivididos, por Teixeira *et al.* (2014), em duas sub-suítes. A sub-suíte Glória-Xingó 1 é representada por granitos equigranulares com biotita e muscovita, contendo enclaves máficos e sieníticos. O seu quimismo é cálcio-alcalino de alto potássio, peraluminoso e de ambientes orogênicos pós-colisionais (Conceição *et al.* 2012; Oliveira *et al.* 2012). A sub-suíte Glória-Xingó 2 tem características petrográficas e geoquímicas semelhantes da anterior, porém ocorre também como corpos tabulares cortando os demais corpos graníticos da região (Bueno *et al.* 2009; Mendonça 2013). Idades U-Pb em titanita de 584 ± 10 Ma e 571 ± 9 Ma são atribuídas por Bueno *et al.* (2009) a dois corpos dessa suíte, no Domínio Macururé.

CAPÍTULO 4. GEOLOGIA DA ÁREA

4.1. INTRODUÇÃO

Para a elaboração desse trabalho foram realizadas duas missões de campo e visitados catorze afloramentos. A visita aos afloramentos foi feita por estradas secundárias, grande parte delas feitas quando da construção da hidroelétrica e ainda utilizadas para a manutenção dessa represa. A listagem dos afloramentos visitados, com a respectiva coordenada, litologia e o tipo de análise feita em cada amostra encontram-se na Tabela 1.

Tabela 1. Listagem dos afloramentos descritos na área de estudo durante a pesquisa. HASP – hornblenda álcali-feldspato sienito porfirítico; BHQM – biotita hornblenda quartzo monzodiorito; HBQD – hornblenda biotita quartzo diorito; BD – biotita diorito. *Litologia petrográfica. **Coordenadas UTM (24 L) – Datum SAD 69.

Nº Ponto	Amostra	Litologia* /Corpo	Coordenadas**	
			X	Y
230	FDS-230	HASP	630140	8936050
231	FDS-231	BHQM	630847	8936694
232	FDS-232	BHQM	631225	8936458
233	FDS-233A	HBQD	631517	8936028
233	FDS-233B	BD	631517	8936028
738	SOS-738	Curralinho	632615	8934873
739	SOS-739A	Enclave	630156	8936024
739	SOS-739B	Enclave	630156	8936024
739	SOS-739C	Curralinho	630156	8936024
739	SOS-739D	Enclave	630156	8936024
744	SOS-744A	Curralinho	630906	8935610
744	SOS-744B	Dique rosa	630906	8935610
745	SOS-745	SCV	631207	8936505
747	SOS-747A	SCV	631527	8936007
747	SOS-747B	Enclave	631527	8936007
747	SOS-747C	Enclave	631527	8936007
748	SOS-748A	Enclave	630877	8935801
748	SOS-748B	Dique máfico	630877	8935801

4.2. STOCK CANINDÉ VELHO

O *Stock* Canindé Velho é uma intrusão localizada na margem sergipana do Rio São Francisco, ao lado da Usina Hidroelétrica de Xingó (Fig. 7). E encontra-se encaixado em granitos da Suíte Curralinho. Esse corpo tem uma área de aproximadamente 6 km² e destaca-se na região por seu relevo mais elevado que contrasta com os terrenos arrasados da região. Todavia, a construção da Hidroelétrica de Xingó fez com que houvesse um desmonte importante das rochas desse relevo positivo.

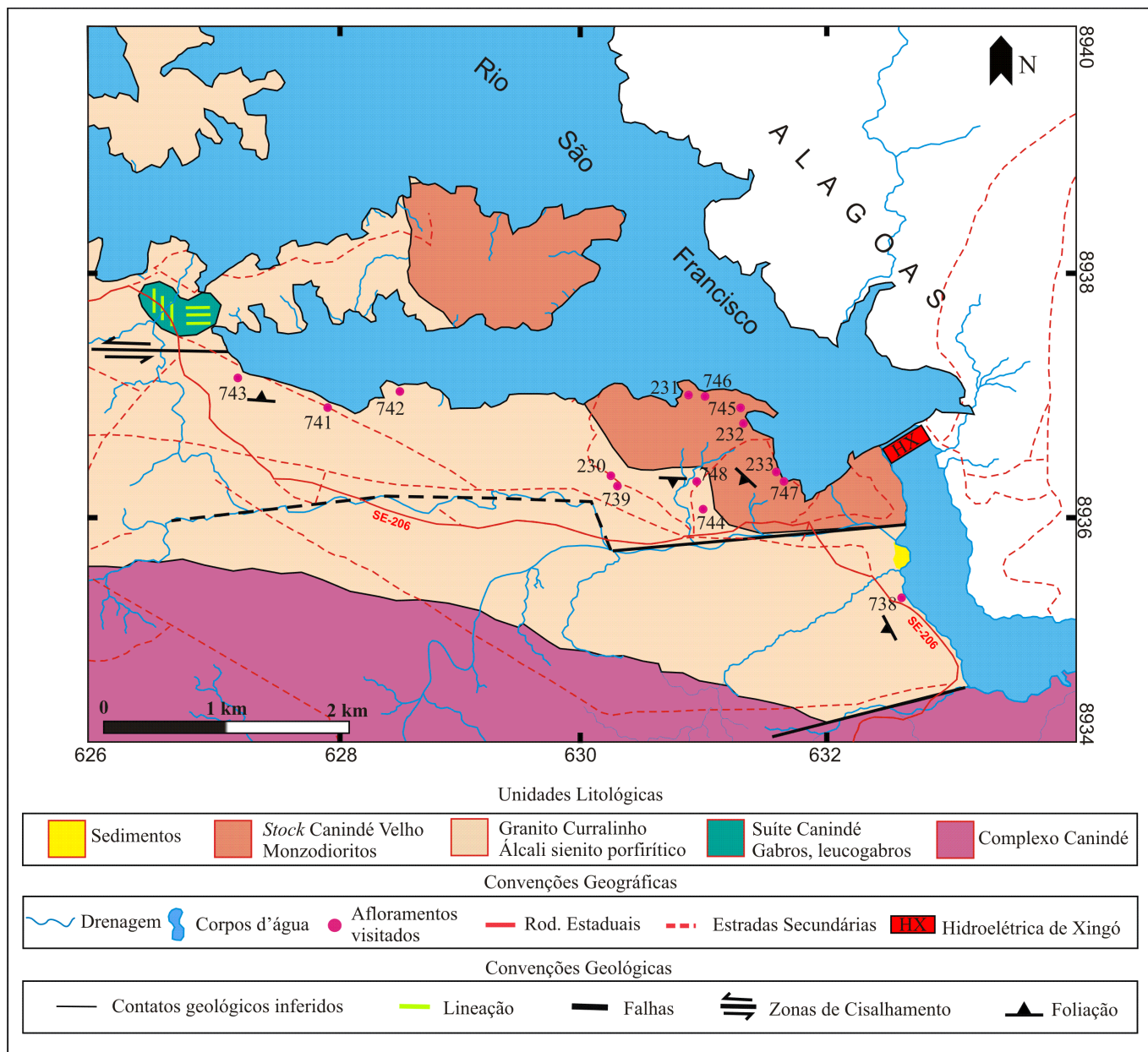


Figura 7. Esboço geológico do *Stock Canindé Velho*, obtido com base na fotointerpretação. As águas represadas pela barragem encobrem a região central do *stock*, dividindo-o no setor norte (não cartografado neste trabalho) e no setor sul (cartografado neste trabalho). Está indicada também, a localização dos afloramentos visitados.

Por conta da construção da barragem, grande parte dos afloramentos foram parcialmente destruídos. Com isso, o SCV aflora, de forma geral, como lajedos, cortes de estrada e blocos rolados próximos à área fonte (Fig. 8). A inundação da área provocada pelo enchimento da barragem de Xingó (Figs. 7 e 9) fez com que grande parte dos contatos vistos e demarcados com fotos aéreas do ano de 1984, portanto antes da implementação da usina, não possam ser mais observados em campo por estarem submersos.

A forma do *stock* foi determinada tendo-se como base, as fotografias aéreas antigas e os seus limites concordam com o traçado das drenagens e foram demarcados com auxílio dos dados de campo.

As rochas do SCV apresentam, normalmente, coloração cinza, granulação média a grossa e textura isotrópica, como é possível ver nas fotos das figuras 10A e 11A e B. Pode ocorrer foliação magmática incipiente $226^{\circ}/71^{\circ}$, observada pela orientação dos cristais de anfibólio e plagioclásio, e de enclaves. Foliação tectônica é localmente observada (Fig. 10B).

Apesar da textura equigranular predominante, as rochas podem apresentar-se localmente porfiríticas, com fenocristais de feldspato alcalino (Fig. 10B). Além disso, o SCV tem enclaves máficos de granulação fina com tamanhos variando de 5 a 30 centímetros, formas arredondadas a angulosas e contatos nítidos com a encaixante (Fig. 10C). Esses enclaves ocorrem por todo o *stock* e mostram-se orientados na direção NW-SE. Enclaves máficos de composição diorítica, granulação média a fina com tamanhos maiores, com cerca de 1 m ocorrem menos frequentes e aparecem segregados envoltos em uma rocha leucocrática (Fig. 10D).



A



B

Figura 8. Fotos apresentando as formas usuais de ocorrência dos afloramentos do SCV. Fotografias dos pontos 232, onde se observa lajedos e blocos rolados.



Figura 9. Foto do Dique II. Ao fundo esta a barragem da Usina de Xingó.

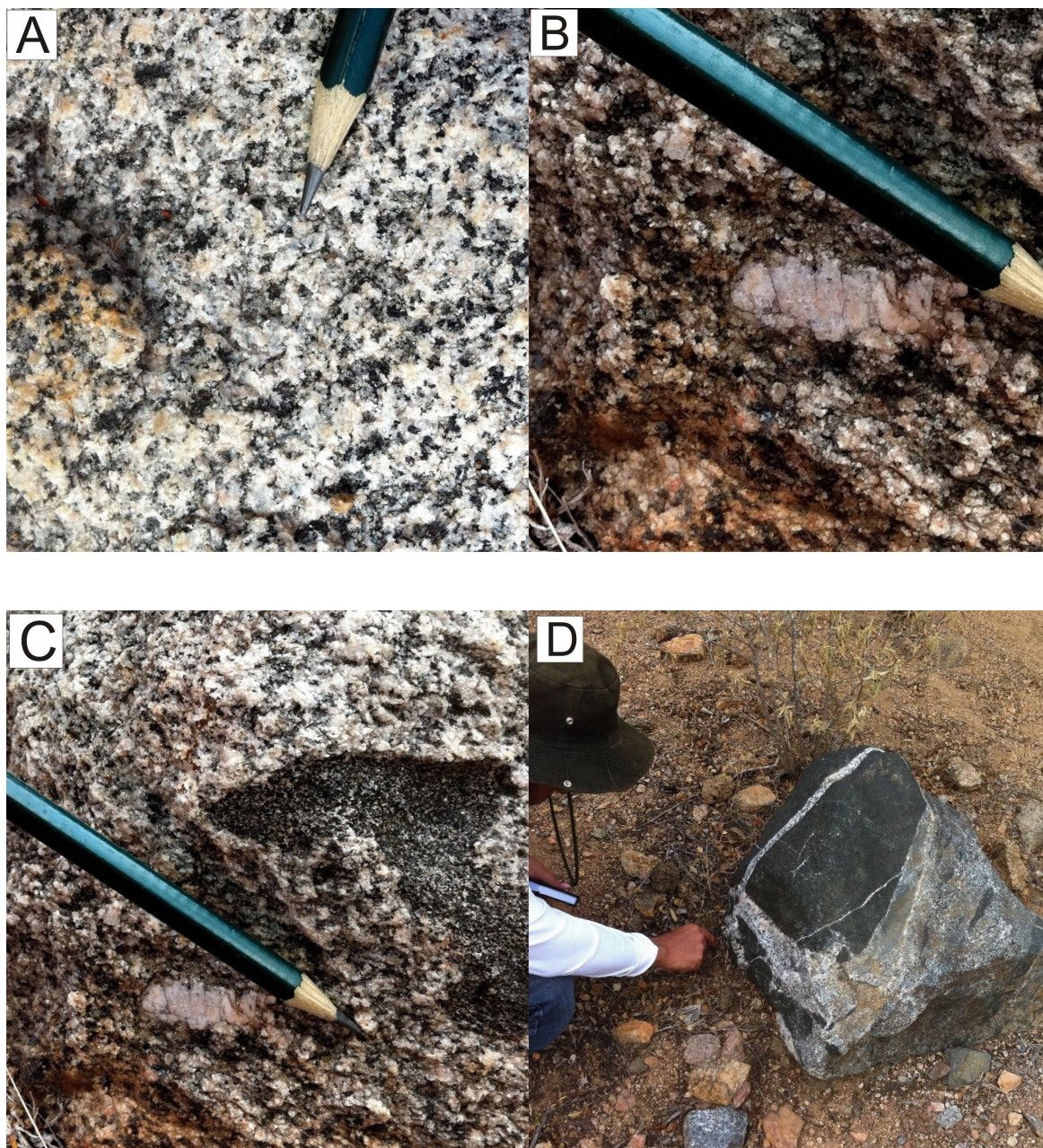


Figura 10. Fotografias de detalhe de alguns afloramentos do *stock*. Na fotografia A, ponto 231, tem-se a textura equigranular, fanerítica com foliação magmática do Biotita Hornblenda Quartzo Monzodiorito, onde os cristais escuros correspondem aos cristais de biotita e hornblenda. Na foto B tem-se fenocristal de feldspato alcalino centimétrico (abaixo do lápis) em uma rocha fanerítica com foliação magmática. Na fotografia C observa-se enclave máfico (acima do lápis) com contatos nítidos e irregulares com o monzodiorito encaixante. E na fotografia D tem-se o enclave máfico diorítico segregado por uma rocha leucocrática no ponto FDS-233B.

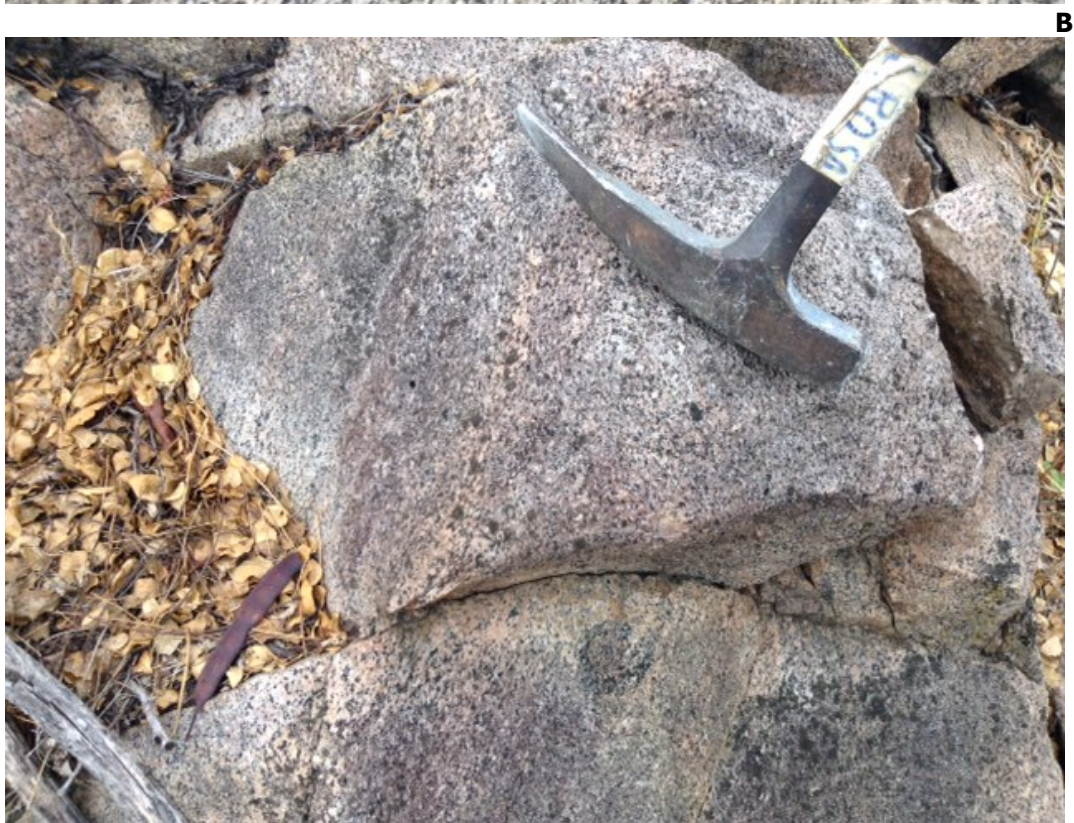


Figura 11. Textura representativa da rocha do SCV (equigranular, fanerítica fina a média) (A). Foto do afloramento 747 do SCV mostrando a textura equigranular fanerítica fina a média e regiões mais ricas em feldspato alcalino(B).

4.3. SUÍTE CURRALINHO

O SCV é intrusivo nos terrenos da Suíte Curralinho (Figs. 7 e 12A), cartografada nesse trabalho como álcali-feldspato sienito porfirítico. O álcali-feldspato sienito encaixante apresenta coloração cinza, granulação grossa, textura porfirítica, com fenocristais de feldspato alcalino, que podem chegar até a 2 cm (Fig. 12B) e tem matriz composta por quartzo, albita, biotita e anfibólio. Essas rochas apresentam enclaves máficos de granulação fina a média, que estão orientados na direção NW-SE (Fig. 12A). Essas características estruturais estão de acordo com a tendência tectônica regional do Domínio Canindé, observada no mapa geológico de Sergipe (Teixeira *et al.* 2014).

O álcali-feldspato sienito é invadido, em diversas áreas, por diques félsicos e máficos. Em um dos afloramentos foi observada a ocorrência de um dique máfico porfirítico, com 2 m de espessura (Fig. 13) e orientado 035°/83°, com fenocristais de anfibólio e biotita.



Figura 12. Imagens de texturas típicas da Suíte Curralinho. Foto obtida no afloramento 738 onde a rocha apresenta-se fanerítica e porfirítica (não visível na imagem) e possui um enxame de enclaves máficos alongados orientados (A). Foto da textura porfirítica usual das rochas da Suíte Curralinho (B). É possível observar os fenocristais de feldspato alcalino (mais claros) imersos na matriz da rocha (de cor mais escura).



Figura 13. Dique máfico porfíritico com fenocristais de biotita e anfibólio, não visível na imagem, cortando as rochas da Suíte Curralinho.

CAPÍTULO 5. PETROGRAFIA

5.1. INTRODUÇÃO

A descrição petrográfica das rochas estudadas foi realizada objetivando a identificação dos minerais presentes nas lâminas; observando feições como cor, pleocroísmo, tamanho, forma, contatos, inclusões e possíveis alterações presentes. Analisou-se um total de cinco lâminas delgadas, sendo quatro do *Stock*, entre elas uma de enclave máfico, e outra da rocha do embasamento, cujos dados modais encontram-se na Tabela 2. As fichas petrográficas encontram-se no Anexo.

Os estudos petrográficos revelaram a existência de três tipos petrográficos para as rochas do *Stock* Canindé Velho: Biotita Hornblenda Quartzo Monzodiorito, Hornblenda Biotita Quartzo Diorito e Biotita Diorito (enclave) e uma fácies para o embasamento, que apresentou composição Hornblenda Álcali-feldspato Sienito Porfirítico.

A nomenclatura das rochas foi feita levando-se em conta as recomendações de Le Maître *et al.* (2002) e o conteúdo de anortita dos cristais de plagioclásio foram determinados através do método de Michel-Levy (Kerr 1977) e, posteriormente, confirmados com os dados de química mineral.

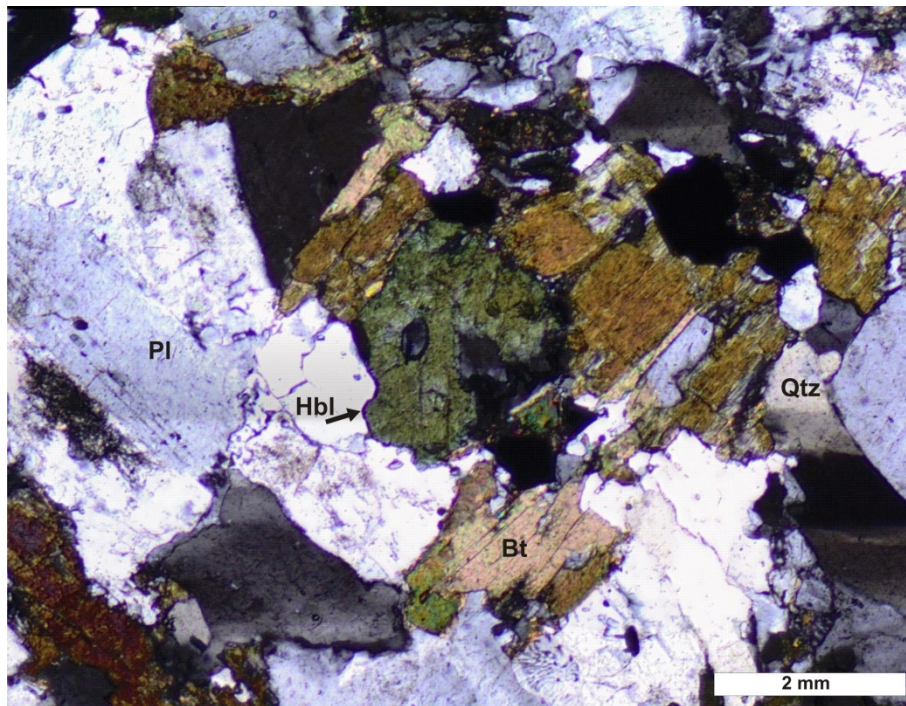
5.2. STOCK CANINDÉ VELHO

5.2.1 Biotita Hornblenda Quartzo Monzodiorito

Essas rochas, de onde provêm as amostras FDS-231 e FDS-232, apresentam-se como leucocráticas, faneríticas, equigranulares, com a presença de alguns fenocristais de feldspato potássico, granulometria média a grossa e textura isotrópica, com o alinhamento magmático dos cristais de plagioclásio ($An_{26\%-31\%}$), hornblenda e biotita (Fig. 14A e B).

Os principais minerais encontrados foram: plagioclásio ($An_{26\%-31\%}$), hornblenda, biotita, quartzo, microclina, titanita e minerais opacos (ilmenita e magnetita). Os minerais acessórios são o epídoto, apatita, zircão e carbonato.

(A)



(B)

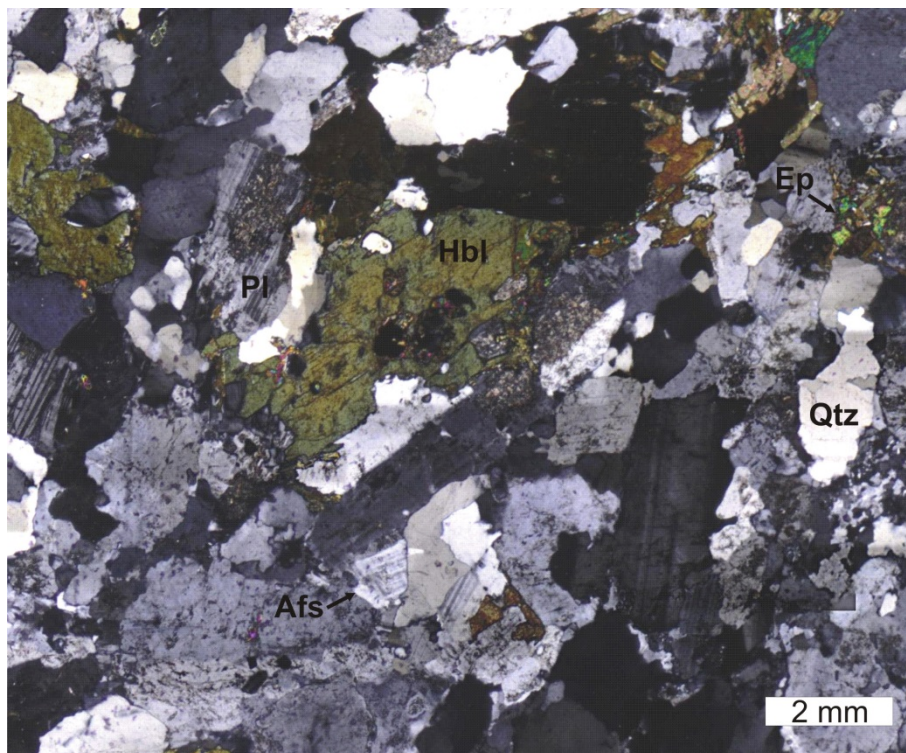


Figura 14. Fotomicrografias com texturas representativas das rochas do SCV. (A) e (B) corresponde a Biotita hornblenda quartzo monzodiorito. Os cristais de biotita e hornblenda mostram-se orientados. Afs – álcali-feldspato; Bt – biotita; Ep – epídoto; Hbl – hornblenda; Pl – plagioclásio; Qtz – quartzo.

Tabela 2. Dados modais e o teor de anortita do plagioclásio das rochas estudadas. *Stock Canindé Velho*: FDS-231, FDS-232, FDS-233-A e FDS-233B (enclave); *Embasamento*: FDS-230.

Corpo	<i>Stock Canindé Velho</i>				Embasamento
Lâminas	FDS-231	FDS-232	FDS-233A	FDS-233B	FDS-230
Minerais				Enclave	
Plagioclásio	63,6	53,0	62,0	48,2	25,0
Hornblenda	6,5	14,2	11,6	26,2	15,2
Biotita	11,8	5,2	13,8	9,6	4,3
Quartzo	5,6	14,7	3,4	2,3	15,0
Microclina	3,2	9,5	1,1	2,0	36,0
Titanita	0,3	1,2	3,1	1,3	1,3
Epídoto	1,9	1,0	1,4	0,5	1,0
Minerais Opacos	<0,1	1,0	2,9	4,3	2,2
Calcita	<0,1		0,7	0,5	
Diopsídio	<0,1			4,3	
Apatita	<0,1	0,2	<0,1	0,6	<0,1
Zircão	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Teor de Anortita*	31	30	37	42	<5
Teor de Anortita**	28	26	30	35,3	2,5

*Obtido através do método de Michel Levi

**Obtido através da média aritmética das análises químicas de plagioclásio

O plagioclásio ($An_{26\%-31\%}$) ocorre como cristais anédricos e subédricos, com predominância dos últimos. Inclui cristais de apatita, epídoto, minerais opacos, zircão e hornblenda. E apresenta-se geminado segundo as leis Albita, Albita-Carlsbad. Alguns destes cristais têm intercrescimento mirmequítico nas bordas, quando em contato com os cristais de microclina. Processo de saussuritização é comum em grande parte dos cristais, onde normalmente o centro do cristal aparece bastante alterado contrastando com bordas pouco, ou sem alteração, indicando zoneamento composicional (Fig. 14A e B).

Os cristais de hornblenda verde são subédricos a anédricos e apresentam pleocroísmo variando em tons de marrom a verde (Fig. 14A e B). Incluem cristais de apatita euédrica, minerais opacos subédricos e epídoto.

Os cristais de feldspato alcalino ocorrem subédricos e anédricos e frequentemente pertíticos. Apresentam geminados segundo as leis Carlsbad e Albita-Periclina. Eles incluem cristais de plagioclásio, apatita, minerais opacos.

A biotita marrom apresenta-se subédrica e mostra pleocroísmo variando em tons de marrom e verde. Por vezes encontra-se próximo aos cristais de hornblenda, minerais opacos e titanita. Inclui cristais de: apatita, zircão e epídoto (Fig. 14A).

Os cristais de quartzo são anédricos, intersticiais e exibem fraca extinção ondulante. Observou-se a presença de inclusões fluidas bifásicas e de minúsculos cristais de minerais opacos.

A titanita marrom ocorre anédrica e, menos frequente, subédrica. E normalmente apresenta-se coroando minerais opacos (ilmenita e magnetita). Pode encontrar-se próxima a cristais de hornblenda e biotita.

O epídoto ocorre predominantemente subédrico e apresenta cor verde quase incolor. Em alguns cristais é possível observar mudança de tonalidades nas bordas em relação ao centro. Isto pode representar resultado de zoneamento composicional.

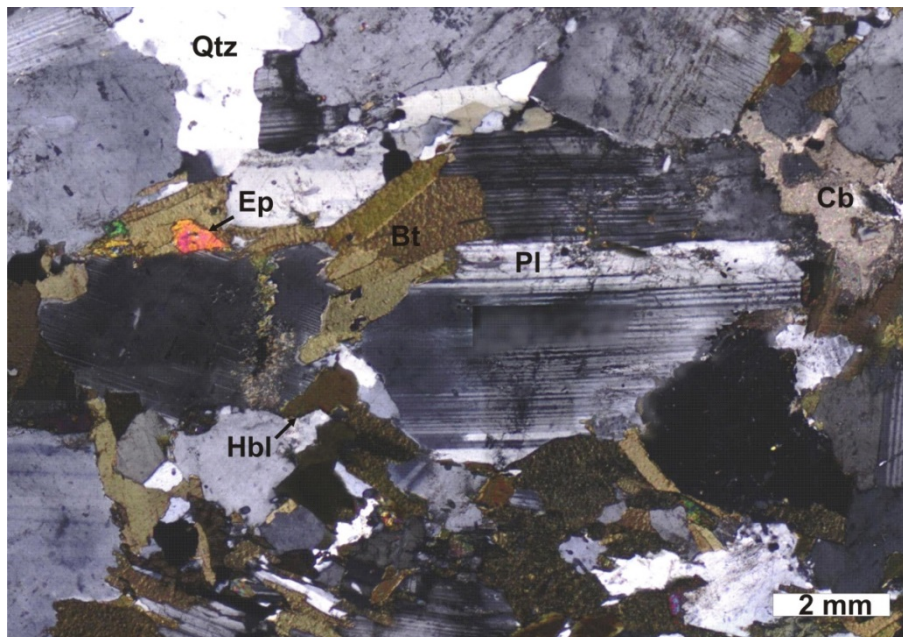
Os minerais opacos são, usualmente, subédricos e anédricos, com poucos indivíduos euédricos. Análises de química mineral mostraram que os minerais opacos presentes nessas rochas são magnetita, ilmenita e, em menores proporções, pirita e calcopirita.

O zircão e a apatita são subédricos a euédricos e seus tamanhos são inferiores a 0,1 mm. O carbonato presente é produto de alteração do plagioclásio.

5.2.2 Hornblenda Biotita Quartzo Diorito

Essa rocha corresponde a amostra FDS-233A. Apresenta-se como fanerítica, equigranular média e isotrópica. Pode ser observado localmente o alinhamento de cristais como plagioclásio, biotita e hornblenda. Os principais minerais são andesina ($An_{30\%-37\%}$), hornblenda, biotita, quartzo, titanita, microclina e minerais opacos e os acessórios são epídoto, calcita, apatita e zircão (Fig. 15A).

(A)



(B)

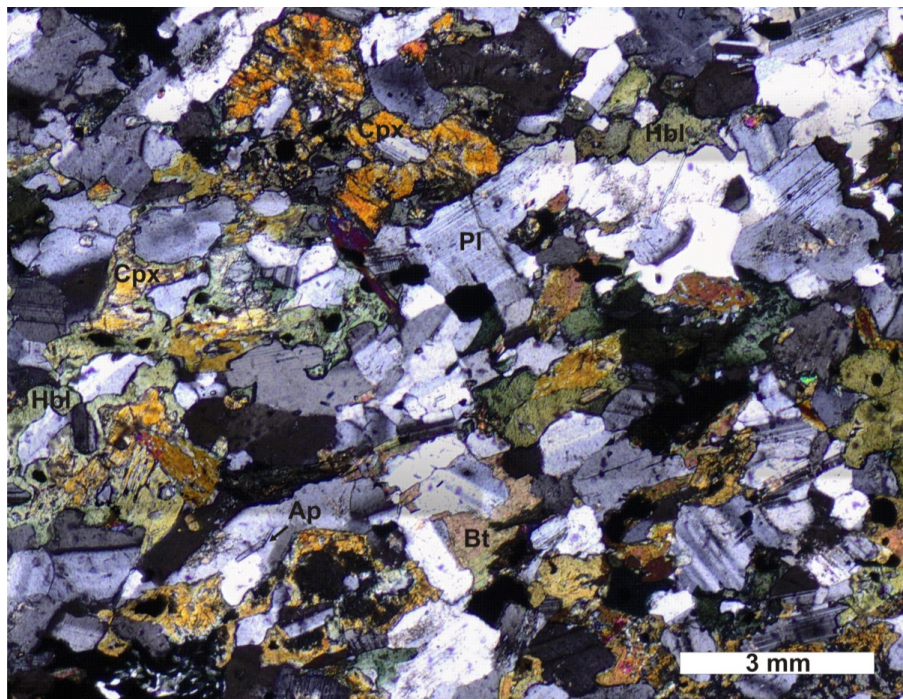


Figura 15. Fotomicrografia com textura representativa das rochas do SCV. (A) Hornblenda biotita quartzo diorito mostrando textura hipidiomórfica. E (B) Biotita diorito apresentando alinhamento dos cristais de hornblenda. Afs – álcali feldspato; Ap – apatita; Bt – biotita; Cb – carbonato; Cpx – clinopiroxênio; Ep – epídoto; Hbl – hornblenda; Pl – plagioclásio; Qtz – quartzo.

A andesina ($An_{30\%-37\%}$) ocorre anédrica e, preferencialmente, subédrica. Está geminada segundo as leis Albita e Albita-Carlsbad. Inclui minerais opacos, apatita, epídoto, zircão e microclina. No contato com os cristais de feldspato alcalino observou-se o intercrescimento mirmequítico. Ademais, alguns cristais apresentam-se, de forma moderada, saussuritizados.

A hornblenda verde mostra-se como cristais subédricos a anédricos, com predominância de indivíduos anédricos. Exibe pleocroísmo verde-escuro até verde amarelado. Inclui cristais de minerais opacos, apatita e biotita. Em alguns dos cristais observa-se uma mudança importante na cor do centro para a borda, que varia de verde para verde amarelado, indicando zoneamento composicional.

A biotita marrom ocorre como cristais anédricos a subédricos, com a maioria deles sendo subédricos. Exibe pleocroísmo variando de marrom, verde até marrom amarelado. Observou-se a presença de inclusões de minerais opacos, epídoto e apatita.

A microclina apresenta-se como cristais anédricos a subédricos. Ocorrem com geminação seguindo as leis Albita-Periclina. Normalmente inclui cristais de apatita.

O quartzo ocorre como cristais anédricos. Alguns cristais possuem inclusões fluídas.

A titanita marrom apresenta-se como cristais anédricos, com raros deles subédricos. Ocorrem inclusões de cristais de epídoto. Os cristais de titanita se desenvolvem associados de minerais opacos.

O epídoto mostra-se como cristais anédricos a subédricos com predominância dos subédricos. O pleocroísmo varia em tons de verde-claro claro. Observaram-se inclusões de minerais opacos. Alguns dos cristais exibem alteração de tonalidade nas bordas, que pode indicar zoneamento composicional.

Os minerais opacos (magnetita, ilmenita e; em menores proporções, pirita e calcopirita) ocorrem como cristais subédricos a anédricos, predomínio dos cristais subédricos. E aparecem associados aos minerais máficos.

O zircão e a apatita ocorrem anédricos, subédricos a euédricos e os tamanhos são inferiores a 0,1 mm. O carbonato presente é produto de alteração do plagioclásio e pode incluir cristais de minerais opacos.

5.2.3 Biotita Diorito

O enclave corresponde a amostra FDS-233B. Esta rocha é fanerítica, equigranular média a grossa, allotriomórfica e isotrópica. Os principais minerais encontrados foram plagioclásio, hornblenda, biotita, diopsídio, quartzo e microclina. Os minerais acessórios são os minerais opacos (ilmenita, magnetita e pirita), titanita, epídoto, carbonato, apatita e zircão.

O plagioclásio ($An_{35\%-42\%}$) é anédrico a subédrico e inclui cristais de minerais opacos, apatita, hornblenda, zircão e diopsídio. Pode apresentar textura mirmequítica e alguns cristais aparecem saussuritizados (Fig. 15B).

A hornblenda verde é subédrica a anédrica e possui pleocroísmo variando em tons de verde. E inclui cristais de diopsídio, plagioclásio, minerais opacos e apatita.

A biotita é anédrica a subédrica e possui pleocroísmo variando em tons de verde e marrom. E inclui cristais de minerais opacos, epídoto e zircão.

O diopsídio é anédrico e ocasionalmente subédrico. Apresenta fraco pleocroísmo em tons de verde água. Mostra-se normalmente corado por hornblenda, que pode indicar processo de desestabilização por metamorfismo. Incluem cristais anédricos de minerais opacos (Fig. 15B).

O quartzo é anédrico, intersticial e pode apresentar inclusões fluidas.

5.3. SUÍTE CURRALINHO

A rocha do embasamento do SCV é um Hornblenda Álcali-feldspato Sienito Pofirítico (FDS-230). Essa rocha é leucocrática, isotrópica e porfirítica, tendo fenocristais de microclina imersos em uma matriz fina. Ela é composta, principalmente por: microclina; albita; hornblenda; quartzo e biotita. Como minerais acessórios têm-se minerais opacos, titanita e epidoto (Fig. 16).

A microclina ocorre como cristais anédricos e subédricos, sendo estes últimos predominantes. Em alguns fenocristais é possível visualizar zoneamento composicional (Fig. 16). Identificou-se a presença de textura pertítica em alguns cristais. As inclusões presentes são de hornblenda e epidoto. Alteração presente é incipiente por sericita.

A hornblenda verde mostra-se como cristais predominantemente anédricos, existindo indivíduos subédricos. Exibe pleocroísmo verde-escuro até verde amarelado. Inclui cristais de: minerais opacos, titanita, albita. Alguns indivíduos apresentam zoneamento composicional caracterizado por mudança da tonalidade da borda para o centro.

A albita ($An_{4\%}$) ocorre como cristais anédricos, com indivíduos subédricos subordinados e possui geminação seguindo as leis Albita e Albita - Carlsbad. Incluem cristais de hornblenda.

A biotita marrom ocorre predominantemente como cristais anédricos com indivíduos subédricos. Exibe pleocroísmo variando de marrom até amarelo. Observou-se a presença de inclusões de titanita e minerais opacos.

O quartzo ocorre como cristais anédricos e, normalmente, apresentam extinção ondulante.

Os minerais opacos ocorrem, usualmente, como cristais anédricos, havendo indivíduos subédricos. Eles ocorrem associados, geralmente coroados, a titanita, sugerindo que a mesma se forme tardiamente, através de reações desses minerais com fluidos tardios.

A titanita marrom apresenta-se como cristais anédricos. Exibe pleocroísmo fraco em tons de marrom claro e médio. Possivelmente se formam pela interação dos minerais opacos com fluidos tardios.

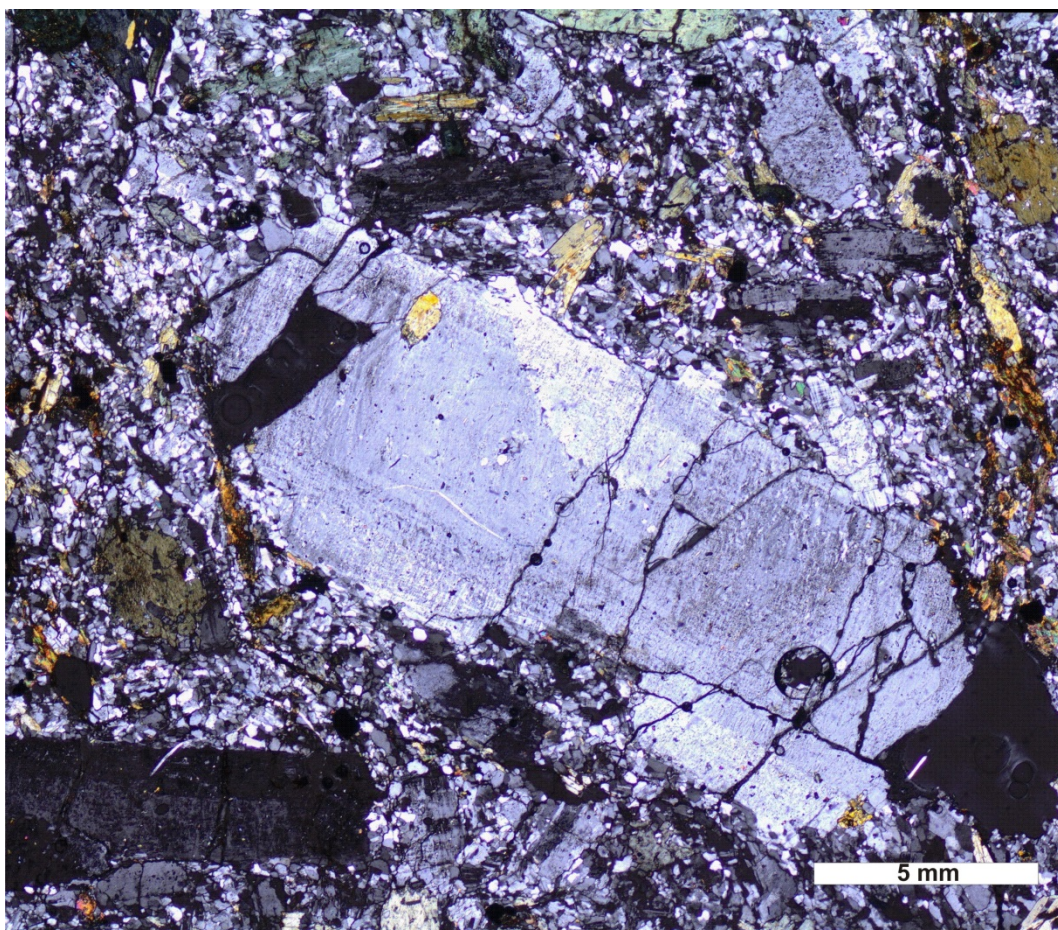


Figura 16. Fotomicrografia com textura representativa do Hornblenda Álcali-feldspato Sienito Porfíritico. Nessa imagem observa-se fenocristal de feldspato alcalino fraturado ao centro. Esse fenocristal apresenta-se zonado e possui geminação Albíta-Periclina bem desenvolvida na periferia. Ele está imerso em uma matriz fina composta por plagioclásio, biotita, hornblenda, feldspato alcalino, quartzo e minerais opacos.

O epídoto mostra-se como cristais subédricos e euédricos com predominância dos subédricos. Possui cor verde água e pleocroísmo incipiente. Alguns dos cristais exibem mudança de tonalidades nas bordas.

5.4. CONCLUSÕES DA PETROGRAFIA

- i. O padrão das texturas observado nas rochas do *Stock* Canindé Velho é tipicamente ígneo, sem a presença de feições que indiquem deformação, presumindo assim, ausência de tensão importante durante e após a sua cristalização. No entanto, tensões de menores proporções podem ter atingido a região, após o resfriamento das rochas, causando a extinção ondulante nos cristais de quartzo e plagioclásio.
- ii. Algumas características, como a saussuritização do plagioclásio e a formação da titanita através dos óxidos de Fe e Ti, levam a crer que essas rochas tenham sofrido ação de fluidos hidrotermais.
- iii. O enclave (FDS-233B) apresenta a mineralogia similar à da rocha encaixante, somente o percentual de máficos é mais elevado, e esta amostra é a única que ocorre o diopsídio, podendo-se supor que este enclave seja um autólito.
- iv. A seguinte sequência de cristalização foi definida: inicialmente se cristalizaram a apatita, o zircão, os minerais opacos e a primeira família de cristais de epídoto, seguidos pelo diopsídio. Este por sua vez, reage com o magma e forma parte dos cristais de hornblenda. Em seguida forma-se o plagioclásio que mostra-se zonado, revelando a presença de instabilidades durante a cristalização destas rochas. Os últimos minerais a se cristalizarem são a biotita, feldspato alcalino e quartzo. No estágio pós-magmático formam-se a titanita e a segunda família de cristais de epídoto e carbonato como produtos da desestabilização dos minerais opacos e do plagioclásio respectivamente.

CAPÍTULO 6. QUÍMICA MINERAL

6.1. INTRODUÇÃO

O conhecimento da composição química dos minerais formadores de rochas é de grande importância no estudo petrológico, pois revelam informações a respeito das condições físico-químicas e dos processos que cada mineral passou durante a sua formação, como as condições de pressão, de temperatura e de fugacidade de oxigênio.

O estudo de química mineral foi realizado nas quatro amostras do *Stock* Canindé Velho, incluindo o enclave, e na amostra do embasamento. A relação de todos os minerais identificados em cada lâmina, com o respectivo número de análises químicas efetuadas é mostrado na tabela 3. Os minerais estudados foram: diopsídio; anfibólio; biotita; feldspatos; epídoto; zircão e torita; e apatita.

Tabela 3. Relação dos minerais analisados por lâmina delgado-polida.

Corpo Mineral	SCV				Embasamento
	FDS 231	FDS 232	FDS 233 ^A	FDS 233B	FDS 230
Anfibólio	13	9	6	9	10
Diopsídio	-	-	-	14	-
Biotita	17	8	17	8	2
Apatita	6	6	14	8	6
Plagioclásio	6	4	12	24	6
Microclina	3	5	7	3	6
Magnetita	8	17	3	31	10
Titanita	4	7	-	8	5
Allanita	3	-	7	-	-
Thorita	-	-	-	-	3
Barita	-	-	-	-	2
Epídoto	2	-	6	-	-
Ilmenita	8	4	-	16	-
Zircão	6	8	6	-	2
Bastnaesita	-	-	12	-	-

6.2. DIOPSÍDIO

Obtiveram-se, nesse estudo, catorze análises químicas pontuais de cristais de diopsídio na amostra 233B, que corresponde ao autólito diorítico. Os dados químicos e os resultados dos cálculos da fórmula estrutural estão apresentados na tabela 4.

Tabela 4. Análises químicas e fórmula estrutural dos cristais de Diopsídio da Lâmina FDS-233B. C- centro; I-intermediário. Sítio tetraédrico (T); Sítio y (Y); Sítio x (X). Wollastonita (Wo); Enstatita (En); Ferrosilita (Fs).

Lâmina FDS-233B																
Nº Ponto	126	127	128	99	100	101	102	103	105	106	115	116	117	118		
Posição	C	I	I													
SiO ₂	53,48	53,05	53,05	53,48	53,48	53,69	52,62	53,48	53,27	53,48	53,60	53,20	53,40	53,00		
Al ₂ O ₃	1,32	1,32	1,70	1,13	1,13	1,32	1,51	1,13	0,94	0,94	1,30	1,30	1,10	1,40		
FeO	8,10	8,62	8,62	8,75	8,62	8,23	8,75	8,23	8,62	8,75	8,80	8,30	8,70	8,60		
MnO				0,65	0,65		0,65		0,52		0,40	0,60		0,60		
MgO	13,27	13,43	13,10	13,43	13,43	13,27	12,93	13,27	13,10	13,27	13,40	13,50	13,30	13,00		
CaO	23,37	23,23	23,09	22,81	22,81	23,09	22,95	23,37	22,95	23,37	22,50	22,70	23,10	23,00		
Na ₂ O	0,54	0,40	0,54	0,40		0,40	0,40	0,40	0,54			0,50	0,40	0,40		
Total	100,11	100,14	100,17	100,00	100,12	100,01	99,81	99,88	99,93	99,81	100,00	100,10	100,00	100,00		

Cálculo da fórmula estrutural com base em 4 cátions e 6 oxigênios

T	Si	1,988	1,978	1,976	1,991	1,991	1,995	1,973	1,992	1,991	1,996	1,994	1,982	1,990	1,980	
	Al	0,012	0,036	0,025	0,010	0,010	0,010	0,030	0,010	0,010		0,010	0,020	0,010	0,020	
	Al	0,046	0,022	0,050	0,040	0,040	0,050	0,040	0,040	0,030	0,042	0,050	0,040	0,040	0,040	
	Fe ²⁺	0,200	0,200	0,200	0,210	0,210	0,220	0,220	0,220	0,220	0,220	0,210	0,180	0,220	0,230	
Y	Fe ³⁺	0,007	0,024	0,019				0,025		0,022		0,024			0,010	
	Mn															
	Mg	0,740	0,750	0,730	0,750	0,750	0,730	0,720	0,740	0,730	0,740	0,740	0,750	0,740	0,720	
	Fe ²⁺	0,040	0,040	0,050	0,060	0,060	0,040	0,030	0,040	0,030	0,050	0,060	0,050	0,050	0,030	
	Mn				0,020	0,020		0,020		0,020		0,010	0,020		0,020	
X	Ca	0,931	0,928	0,921	0,910	0,910	0,919	0,922	0,933	0,919	0,934	0,897	0,906	0,922	0,921	
	Na	0,039	0,029	0,039	0,029		0,029	0,029	0,029	0,039		0,036	0,029	0,029	0,029	
Total		4,003	4,006	4,010	4,001	3,990	3,993	4,009	4,004	4,012	3,982	3,971	4,007	4,002	4,000	

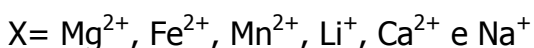
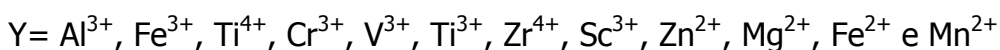
Wo	0,487	0,483	0,485	0,471	0,462	0,475	0,487	0,482	0,485	0,468	0,453	0,479	0,477	0,484	
En	0,385	0,389	0,383	0,386	0,378	0,379	0,382	0,381	0,385	0,370	0,375	0,397	0,382	0,380	
Fs	0,128	0,128	0,131	0,144	0,160	0,146	0,131	0,137	0,131	0,162	0,172	0,124	0,140	0,136	
Total	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	

Os cristais de diopsídio são, em sua maioria, anédricos de cor verde claro e com pleocroísmo incipiente em tons esverdeados. A granulação é média e pode incluir cristais de minerais opacos. Os cristais de diopsídio apresentam-se preferencialmente coroados por anfibólio, apresentando contatos irregulares entre si. Esta feição pode indicar uma reação do diopsídio com o magma, gerando o anfibólio.

6.2.1. Classificação Química

O cálculo da fórmula estrutural dos cristais de diopsídio foi feito com base em quatro cátions e seis oxigênios. Os cálculos do Fe^{+2} e Fe^{+3} foram efetuados utilizando-se do algoritmo de Droop (1987). Os resultados das análises após o cálculo da fórmula estrutural fornece um total de 3,971 a 4,012 cátions por fórmula estrutural.

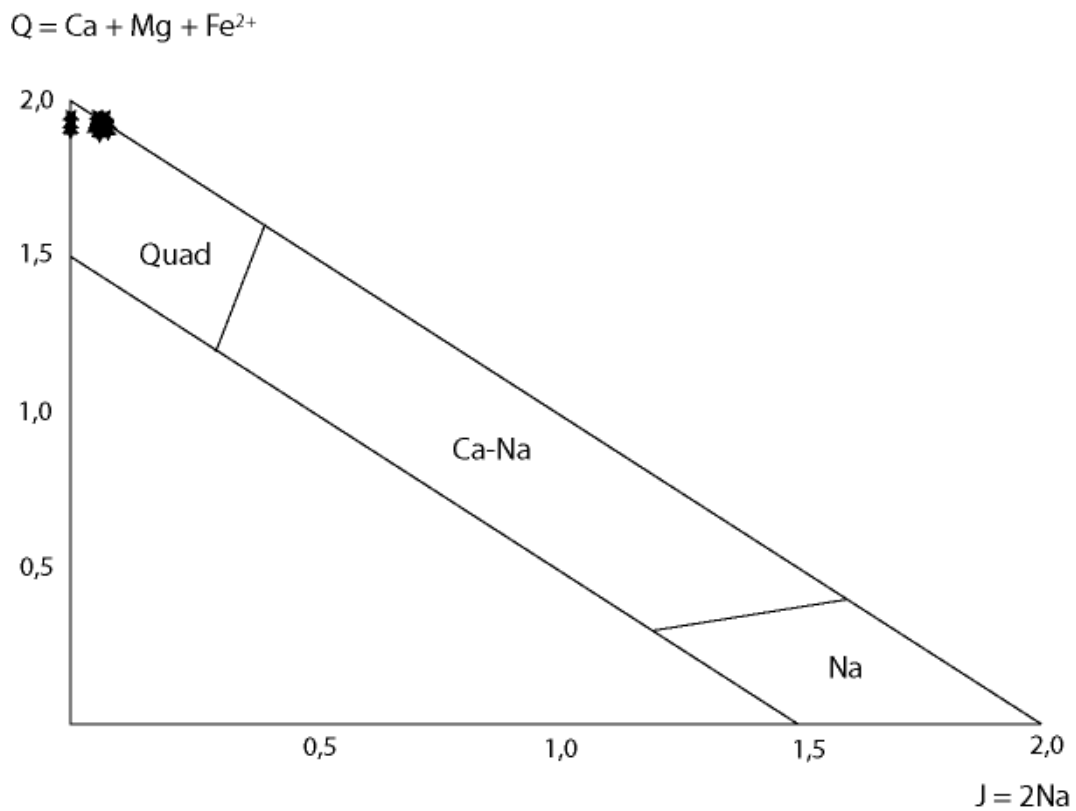
A fórmula estrutural geral dos piroxênios pode ser descrita como XYT_2O_6 Morimoto (1988). Onde, levando em conta a ordem de preenchimento padrão dos sítios, tem-se:



O diopsídio tem o cálcio variando de 0,906 a 0,933 átomos por fórmula estrutural (a.p.f) e o magnésio entre 0,720 e 0,750 (a.p.f.). O sítio tetraédrico é preenchido por Si^{4+} e pode ser ocupado por Al^{3+} (0,010 - 0,036 a.p.f.). O sítio Y é preenchido principalmente por Mg^{2+} , seguido pelo Fe^{2+} e, ocorrendo de forma subordinada o Fe^{3+} e Al^{3+} . Já o sítio X contém Ca^{2+} , principalmente e Na^{+} , Fe^{2+} e Mn subordinadamente.

De acordo com o diagrama Q-J de Morimoto & Kitamura (1983), onde $\text{Q} = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$ e $\text{J} = 2\text{Na}$, o clinopiroxênio da amostra FDS-233B pertence ao grupo dos piroxênios de Ca-Mg-Fe (Quad) (Fig. 17A). Dessa forma, os dados das análises puderam ser lançados no diagrama triangular (Fig. 17B) Wollastonita - $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Wo); Enstatita - $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (En); e Ferrosilita - $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Fs) de Morimoto (1988).

(A)



(B)

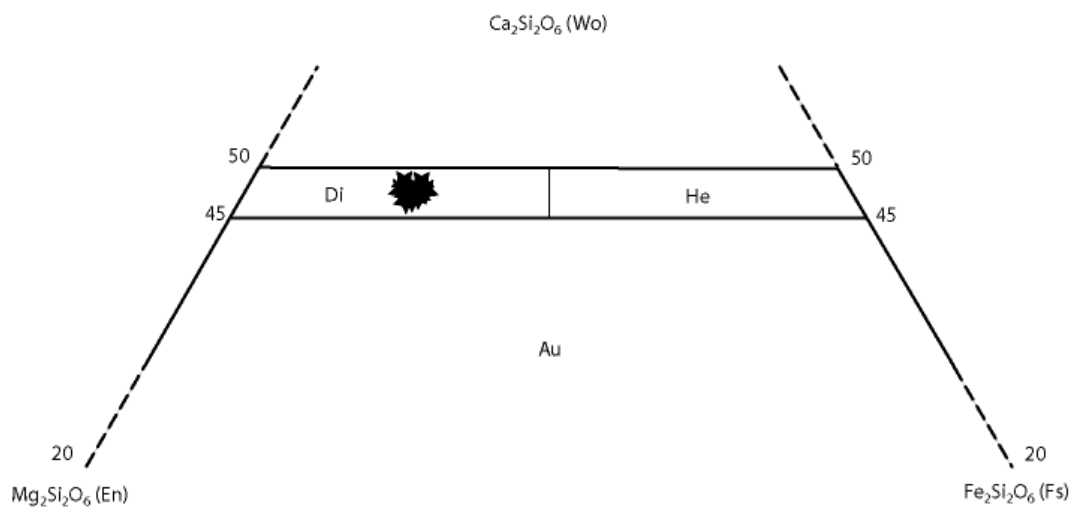


Figura 17. Diagrama Q-J de Morimoto (1988), com os dados das análises químicas dos cristais de diopsídio do enclave diorítico (A). Diagrama $Ca_2Si_2O_6$ (Wo) – $Mg_2Si_2O_6$ (En) – $Fe_2Si_2O_6$ (Fs) de Morimoto (1988), com os dados das análises do clinopiroxênio do enclave diorítico (B). Di – Diopsídio; He – Hedenbergita; Au – Augita.

As análises alocaram-se no campo do diopsídio, corroborando com a classificação petrográfica feita anteriormente. O cálculo dos polos puros foi feito com base nos átomos de Ca, Mg e Fe por fórmula estrutural, onde: Wo: $[Ca/(Ca + Mg + \Sigma Fe)]$; En: $[Mg/(Ca + Mg + \Sigma Fe)]$; Fs: $[\Sigma Fe/(Ca + Mg + \Sigma Fe)]$ e onde $\Sigma Fe = (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn^{2+})$.

6.3. ANFIBÓLIO

Os cristais de anfibólio ocorrem em todas as amostras do *stock* estudado. Os dados das análises químicas pontuais e a fórmula estrutural deste mineral estão dispostos na tabela 5.

Os cristais de anfibólio dos monzodioritos do *Stock* Canindé Velho são subédricos, têm a cor verde e o pleocroísmo variando de verde pálido à verde escuro, a granulometria é média a grossa e incluem cristais de minerais opacos, diopsídio, titanita, epídoto e plagioclásio.

Os cristais de anfibólio do enclave diorítico são predominantemente anédricos e subédricos, a cor é verde e o pleocroísmo varia de verde pálido a verde escuro, a granulação é média a grossa, incluem cristais de minerais opacos, epídoto, titanita, diopsídio e apatita.

Os cristais de anfibólio do álcali-feldspato sienito do embasamento são geralmente anédricos, têm cor verde e pleocroísmo variando de verde pálido a verde escuro e a granulometria é grossa. Eles incluem cristais de minerais opacos e feldspato. Em alguns dos cristais de anfibólio é possível notar mudança de tonalidade da borda para o centro o que reflete um zoneamento composicional.

6.3.1. Classificação Química e Nomenclatura

A fórmula química geral dos inossilatos para o Grupo do Anfibólio, segundo Deer *et al.* (1992) pode ser escrita como: $A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}W_2$

Tabela 5. Análises químicas e fórmula estrutural de cristais de anfíbólio. B – borda; C – centro; I – intermediário.

Lâmina	FDS-231	FDS-232	FDS-233A														FDS-233B										
Nº Ponto	55	16	17	22	23	41	44	62	63	67	B				72	73	74	75	76	100	24	25	82	B		C	
Posição																				C							
SiO ₂	44,28	41,50	40,64	41,71	41,71	42,36	40,86	41,93	42,78	45,99	44,71	45,14	45,14	45,35	45,78	43,85	48,13	46,63	45,14	45,56	52,20	56,26					
TiO ₂	1,17	0,00	0,33	1,33	1,17	1,17		1,00	1,00		1,17	1,50	1,67	1,67	1,50	0,67	1,83	1,50	0,83	1,00							
Al ₂ O ₃	9,83	11,90	12,09	10,77	10,77	10,39	11,53	10,20	10,20	7,94	9,64	9,64	9,45	9,07	9,45	11,34	9,45	10,39	10,96	10,58	5,86	3,02					
FeO	22,13	22,39	22,77	22,00	21,48	20,84	23,41	21,23	21,61	17,88	19,55	19,30	18,40	18,53	18,78	20,58	17,11	18,01	18,65	19,94	15,70	13,25					
MnO						0,65					0,77	0,77	0,77	0,65		0,65		0,52									
MgO	8,46	7,46	6,80	7,96	8,13	8,13	7,46	8,29	8,29	10,61	9,95	10,28	10,45	10,78	10,61	9,12	12,10	11,11	10,12	9,78	13,76	16,08					
CaO	11,61	11,19	11,19	11,33	11,19	11,19	11,75	11,19	11,47	11,61	11,47	11,61	11,61	11,19	11,33	11,47	12,45	12,31	12,03	12,17	12,45	13,29					
Na ₂ O	1,35	1,35	1,48	1,62	1,35	1,35	1,48	1,48	1,21	1,21	1,35	1,21	1,48	1,48	1,21	1,21	1,21	1,21	1,21	1,21	0,81						
K ₂ O	1,20	1,57	1,57	1,45	1,45	1,33	1,57	1,33	1,20	0,84	1,20	1,20	1,08	1,33	1,20	1,33	1,08	0,96	1,08	1,20	0,60						
F																											
Cl																											
SO ₃																											
Subtotal	100,03	97,61	96,88	98,17	97,25	97,39	98,06	96,65	97,78	96,09	99,82	99,88	100,05	100,04	99,87	100,22	103,38	102,66	100,03	101,46	101,38	101,91					
O=F,Cl																											
Total	100,03	97,61	96,88	98,17	97,25	97,39	98,06	96,65	97,78	96,09	99,82	99,88	100,05	100,04	99,87	100,22	103,38	102,66	100,03	101,46	101,38	101,91					
Cálculo da Fórmula Estrutural com Base em 23 Oxigênios																											
Si	6,553	6,319	6,266	6,330	6,352	6,435	6,238	6,426	6,468	6,943	6,546	6,587	6,583	6,594	6,644	6,400	6,728	6,584	6,566	6,578	7,316	7,708					
Al ^{IV}	1,447	1,681	1,734	1,670	1,648	1,565	1,762	1,574	1,532	1,057	1,454	1,413	1,417	1,406	1,356	1,600	1,272	1,416	1,434	1,422	0,684	0,292					
Ti																											
Soma	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000					
Al ^{VI}	0,266	0,456	0,463	0,256	0,286	0,295	0,312	0,269	0,285	0,354	0,209	0,244	0,206	0,149	0,260	0,350	0,284	0,314	0,446	0,378	0,284	0,196					
Ti	0,130		0,039	0,152	0,134	0,133		0,115	0,114		0,129	0,165	0,183	0,182	0,164	0,073	0,193	0,159	0,091	0,109							
Fe ³⁺	0,625	0,871	0,745	0,669	0,763	0,705	0,861	0,698	0,715	0,429	0,780	0,641	0,595	0,740	0,679	0,925	0,350	0,552	0,511	0,499	0,331	0,193					
Fe ²⁺	2,114	1,980	2,191	2,122	1,973	1,943	2,129	2,023	2,017	1,828	1,615	1,714	1,649	1,513	1,601	1,588	1,651	1,575	1,759	1,908	1,508	1,326					
Mn						0,083					0,096	0,096	0,096	0,080		0,080		0,062									
Mg	1,866	1,694	1,562	1,800	1,845	1,840	1,698	1,894	1,868	2,388	2,172	2,236	2,271	2,336	2,296	1,984	2,522	2,338	2,194	2,106	2,876	3,285					
Soma	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000					
Fe ²⁺																											
Ca	1,841	1,826	1,849	1,843	1,826	1,822	1,923	1,838	1,858	1,878	1,800	1,816	1,815	1,744	1,762	1,794	1,865	1,863	1,876	1,883	1,870	1,951					
Na	0,159	0,174	0,151	0,157	0,174	0,178	0,077	0,162	0,142	0,122	0,200	0,184	0,185	0,256	0,238	0,206	0,135	0,137	0,124	0,117	0,130						
Soma	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000					
Na	0,231	0,216	0,289	0,323	0,216	0,222	0,363	0,378	0,208	0,228	0,180	0,156	0,235	0,164	0,102	0,144	0,185	0,193	0,216	0,223	0,090						
K	0,227	0,304	0,308	0,280	0,281	0,257	0,305	0,259	0,232	0,162	0,225	0,224	0,202	0,246	0,223	0,247	0,193	0,174	0,201	0,222	0,108						
Vago	0,542	0,480	0,403	0,397	0,503	0,521	0,332	0,363	0,560	0,610	0,595	0,620	0,563	0,590	0,675	0,609	0,622	0,633	0,583	0,555	0,802	1,000					
F																											
Cl																											
Total	15,459	15,520	15,597	15,602	15,497	15,479	15,668	15,637	15,441	15,391	15,405	15,380	15,436	15,410	15,325	15,391	15,378	15,366	15,417	15,445	15,198	14,951					

Tabela 5. Análises Químicas e Fórmula Estrutural do Anfibólio. B – borda; C – centro; I – intermediário.

Lâmina	FDS-233B		
	Nº Ponto	165	51 73
Posição			
SiO ₂	45,14	54,34	47,06
TiO ₂	0,67		1,17
Al ₂ O ₃	11,90	3,21	9,07
FeO	19,30	13,64	16,85
MnO			
MgO	10,28	16,25	11,44
CaO	11,61	12,45	12,03
Na ₂ O	1,35		1,21
K ₂ O	1,57		1,08
F			
Cl			
SO ₃			
Subtotal	101,81	99,89	99,92
O=F,Cl			
Total	101,81	99,89	99,92
Calculo da Formula Estrutural com Base em 23 Oxigênios			
Si	6,439	7,534	6,815
T Al ^{iv}	1,561	0,466	1,185
Ti			
Soma	8,000	8,000	8,000
Al ^{vi}	0,440	0,059	0,362
Ti	0,072		0,127
Fe ³⁺	0,770	0,706	0,294
C Fe ²⁺	1,532	0,875	1,746
Mn			
Mg	2,186	3,359	2,470
Soma	5,000	5,000	5,000
Fe ²⁺			
B Ca	1,775	1,850	1,867
Na	0,225		0,133
Soma	2,000	1,850	2,000
Na	0,155		0,207
A K	0,285		0,200
Vago	0,560	1,000	0,593
F			
Cl			
Total	15,440	14,850	15,407

Onde: A= Na, K, Ca, Pb^{2+} e sítio vago;

B= Li, Na, Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ca;

C= Li, Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Zn, Co, Ni, Al, Fe^{3+} , Cr^{3+} , Mn^{3+} , V^{3+} , Ti^{4+} , Zr;

T= Si, Al, Ti^{4+}

W= $(OH)^{1-}$, F^{1-} , Cl^{1-} , O^{2-} .

O cálculo da fórmula estrutural foi feito com base em 23 oxigênios e para a classificação química adotou-se a proposta de Leake *et al.* (1997).

Os anfibólios do SCV são cálcicos com $1,48 \leq Ca_B \leq 1,92$ e podem ser considerados de maneira genérica como hornblenda. Usando os diagramas Si *versus* $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ Leake *et al.* (1997), para as análises onde o Na+K no sítio A $< 0,5$, é possível classificar as variedades químicas como: ferrohornblenda, ferrotschermakita, magnesiohornblenda e tschermakita (Fig. 18A). No Biotita Hornblenda Quartzo Monzodiorito, os cristais de anfibólio apresentaram valores de Na+K no sítio A maior ou igual a 0,5, sendo assim, para esses indivíduos utilizou-se a nomenclatura dada pelo diagrama da figura 18B. Estes anfibólios são classificados como ferro-edenita e hastingsita, já que o $Al^{VI} < Fe^{3+}$. A diferença caracterizada pela ocupação do sítio A se deve à provável ocorrência de substituições durante a evolução do mineral como será abordado logo mais.

Os cristais de anfibólio do enclave ($1,77 \leq Ca_B \leq 1,95$) são cálcicos. As composições químicas variam de actinolita a magnesiohornblenda (Fig. 18A).

Os cristais de anfibólio do embasamento álcali-feldspato sienítico ($1,37 \leq Ca_B \leq 1,87$) são cálcicos. As suas composições químicas variam de actinolita a magnesiohornblenda (Fig. 18A). Em alguns cristais percebe-se zoneamento químico, marcado pela ocorrência de actinolita, no centro, e de magnesiohornblenda, nas bordas. Este zoneamento pode ter sido gerado pelo processo de uralitização, uma vez que ambas podem ser produto de alteração de piroxênio.

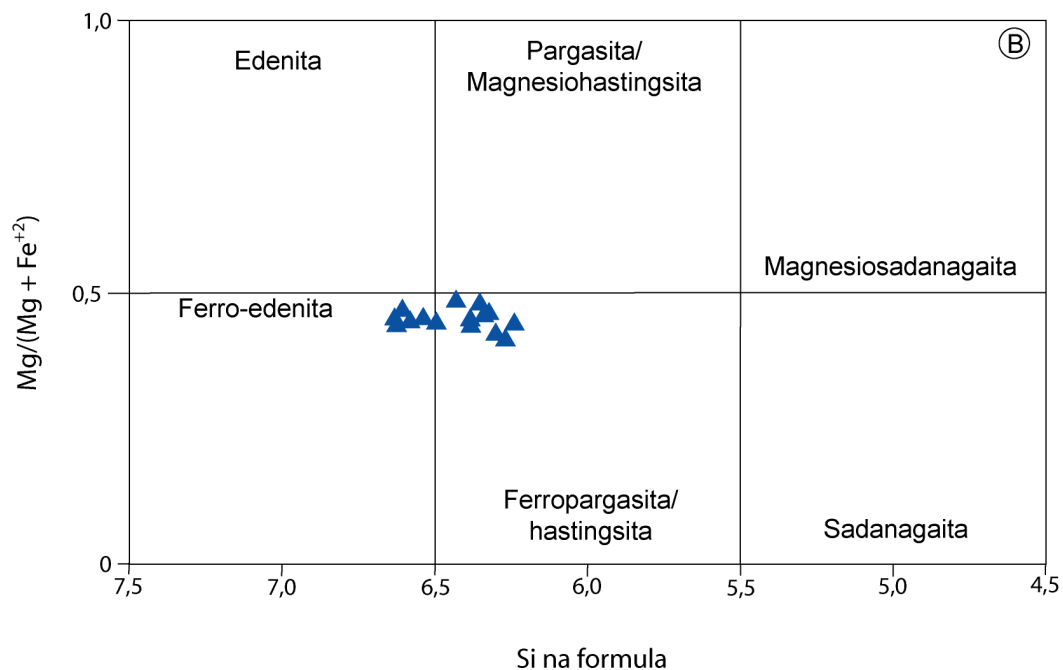
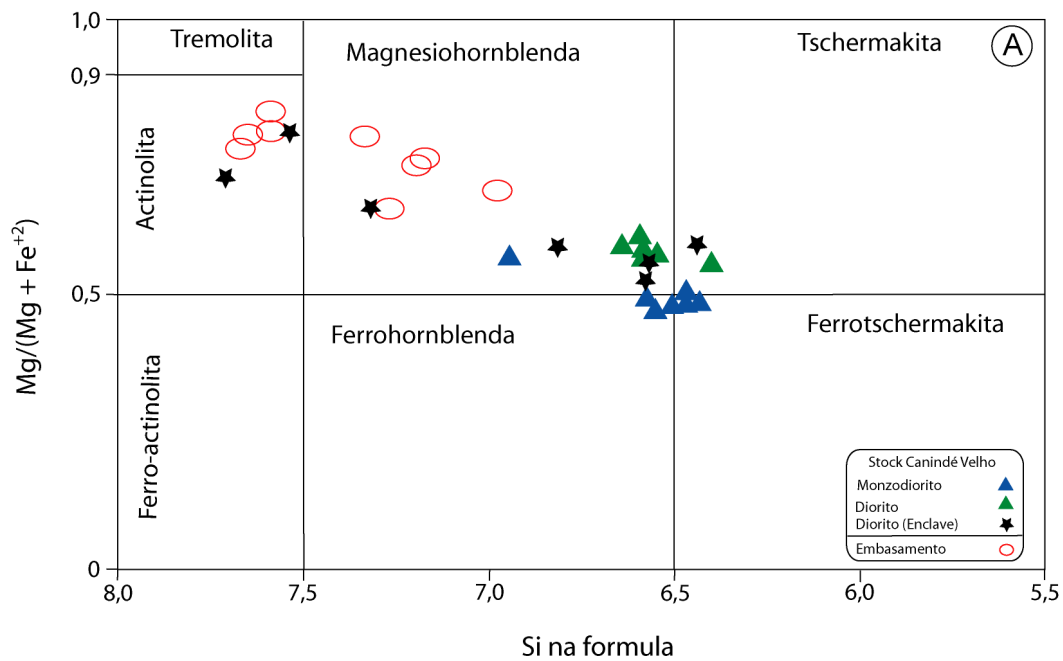


Figura 18. Diagramas de classificação de anfíbólio: Si vs $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, dos anfíbólios do Stock Canindé Velho, para classificação de anfíbólios cálcicos segundo Leake *et al.* (1997). A) Diagrama usado para anfíbólios onde $(\text{Na}+\text{K})_A < 0,5$ e $\text{Ca}_A < 0,5$. B) Diagrama usado para anfíbólios quando $(\text{Na}+\text{K})_A \geq 0,5$ e $\text{Ti} < 0,5$. Se $\text{Al}^{\text{VI}} < \text{Fe}^{3+}$ na fórmula estrutural, então nomeia-se magnésiohastingsita e hastingsita, caso contrário, pargasita e ferropargasita. Stock: Triângulo azul: Biotita Hornblenda Quartzo Monzodiorito; Triângulo verde: Hornblenda Biotita Quartzo Diorito; Estrela preta: Biotita Diorito (enclave); Embasamento: Círculo vazio: Hornblenda Álcali-feldspato Sienito Porfíritico.

Nos diagramas químicos é possível observar, ainda, o alinhamento das análises, podendo indicar que a evolução normal nos minerais se processou pela ocorrência de substituições contínuas.

6.3.2. Evolução Química

Nos anfibólios cálcicos ocorrem substituições químicas, como a entrada de Al, no lugar de Si, Mg e Fe^{3+} , por exemplo, mudando a composição química da tremolita \square actinolita ($\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ \square $\text{Ca}_2(\text{Mg}_{4.5-2.5}\text{Fe}^{2+}_{0.5-2.5})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$), gerando hornblenda, tschermakita e hastingsita. Segundo Spear (1981), muitas dessas substituições ocasionam o desequilíbrio de cargas, necessitando, assim, que ocorram com uma ou mais substituições adicionais, possibilitando o balanço das cargas.

Para verificar as possíveis substituições que ocorrem nos anfibólios do SCV foram gerados diagramas binários como propostos por Spear (1981).

No gráfico da figura 19, que correlaciona o Al^{IV} com os cátions no sítio A, é possível notar a correlação direta entre o aumento de ambos, no entanto, esta relação é de aproximadamente 2:1, sugerindo a sobra de Al e, assim, que a substituição Edenita (vacância (A) + Si = Na_A + Al^{IV}), que tem uma proporção de 1:1, não foi a única atuante no anfibólio. Neste caso, pode-se admitir a existência de outras substituições para compensar todo o Al^{IV} , como a tschermakita ($2\text{Si} + 2\text{Mg} = 2\text{Al}^{\text{IV}} + 2\text{Al}^{\text{VI}}$), confirmado pela figura 20, que mostra a relação inversamente proporcional entre $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$ e Si + Mg, indicando tal substituição.

A figura 21 mostra o diagrama da correlação entre Al^{IV} com sítio A, Ti, Al^{VI} e Fe^{3+} . Essa relação é diretamente proporcional, de aproximadamente 1:1, indicando que todo Al^{IV} é compensado por substituições envolvendo os cátions no sítio A, Ti, Al^{VI} e Fe^{3+} .

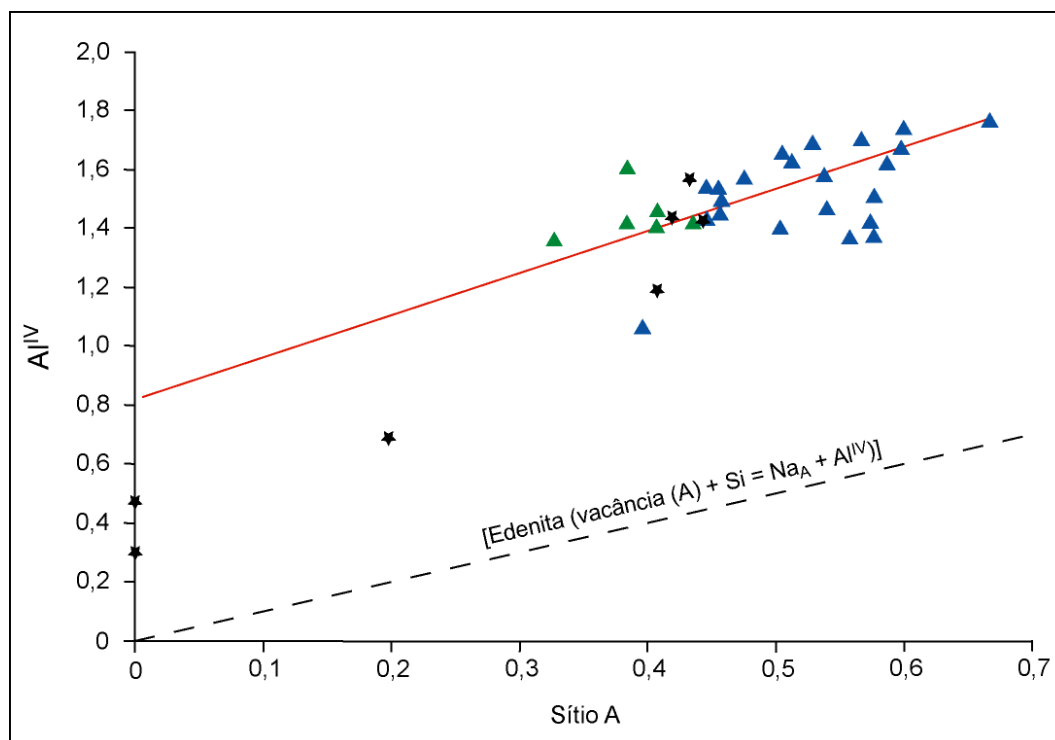


Figura 19. Diagrama *Sítio A versus Al^{IV}*. Apresenta a correlação entre a entrada de cátions no sítio A e o Al^{IV}. A linha tracejada indica a tendência formada pela substituição Edenita 1:1. Triângulo azul: Biotita Hornblenda Quartzo Monzodiorito; Triângulo verde: Hornblenda Biotita Quartzo Diorito; Estrela preta: Biotita Diorito (enclave).

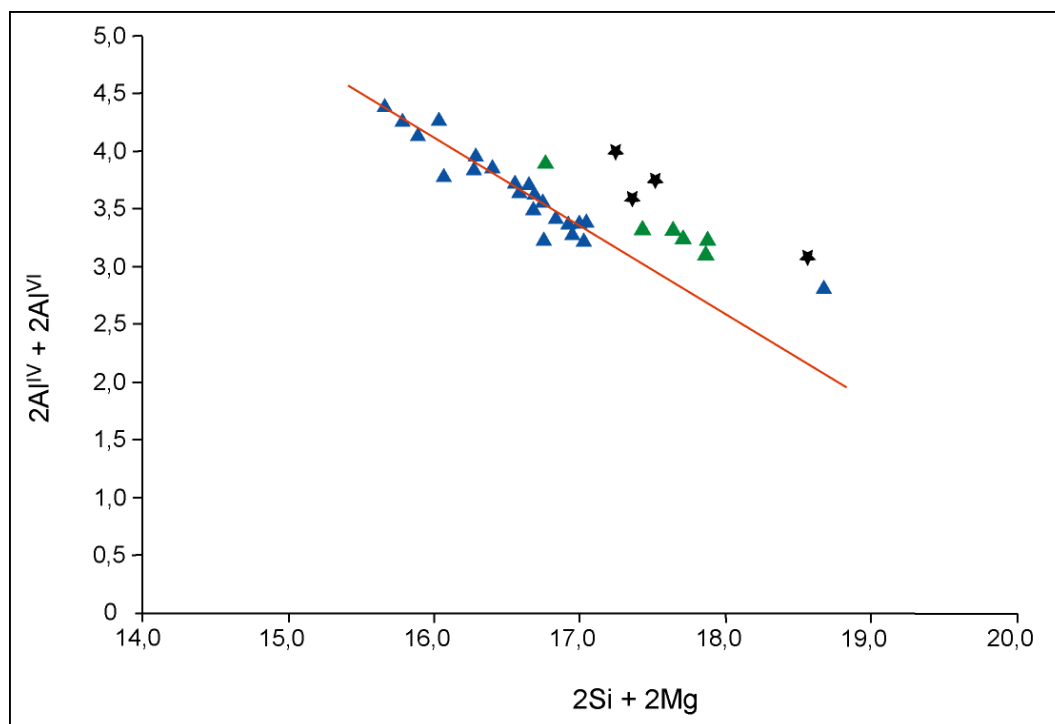


Figura 20. Diagrama da substituição Tschermakita. $2\text{Si} + 2\text{Mg}$ versus $2\text{Al}^{\text{IV}} + 2\text{Al}^{\text{VI}}$. Apresenta a ocorrência da substituição Tschermakita, caracterizada pelo aumento de Al^{IV} e Al^{VI} com a diminuição de Si e Mg. Triângulo azul: Biotita Hornblenda Quartzo Monzodiorito; Triângulo verde: Hornblenda Biotita Quartzo Diorito; Estrela preta: Biotita Diorito (enclave).

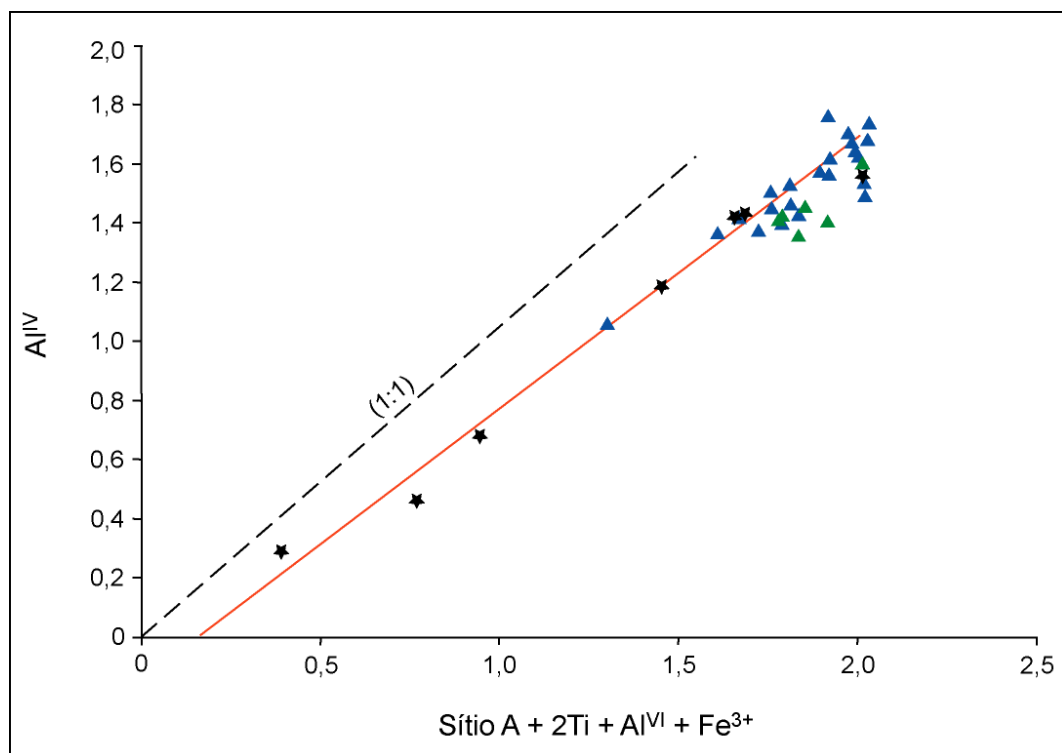


Figura 21. Diagrama ($S\acute{it}io\ A + 2Ti + Al^{VI} + Fe^{3+}$ versus Al^{IV}) mostrando que todo Al^{IV} é compensado pelo cátion no sítio A, Ti, Al^{VI} e Fe^{3+} . Triângulo azul: Biotita Hornblenda Quartzo Monzodiorito; Triângulo verde: Hornblenda Biotita Quartzo Diorito; Estrela preta: Biotita Diorito (enclave).

6.3.3. Pressão e Temperatura

Para o cálculo da pressão foi utilizado o geobarômetro de Anderson & Smith (1995) e para o cálculo da temperatura, o geotermômetro de Holland & Blundy (1994).

O geobarômetro considera as quantidades de Al na hornblenda para estimar a pressão de cristalização em granitos. A aplicação é possível, pois as rochas do SCV apresentam a assembleia mineral quartzo + feldspato alcalino + plagioclásio + hornblenda + biotita + óxidos de Fe e Ti + titanita, satisfazendo assim as condições para aplicação desse barômetro, segundo Anderson & Smith (1995).

Para o cálculo, o geobarômetro de Anderson & Smith (1995) utiliza como base a calibração de Schmitd (1992). Este geobarômetro leva em conta que a pressão condiciona a entrada de Al no anfibólio. Anderson & Smith (1995) propõem um geobarômetro que considera não só o conteúdo de Al no anfibólio, mas também os efeitos da temperatura e da fugacidade de O₂. Segundo eles, baixas fugacidades de O₂ e altas temperaturas aumentam o conteúdo de Al no anfibólio. Este cálculo é feito através da equação:

$$P(\pm 0,6 \text{ Kbar}) = 4,76 \times \text{Al} - 3,01 - \{[T(^{\circ}\text{C}) - 675]/85\} \times \{0,530 \times \text{Al} + 0,005294[T(^{\circ}\text{C}) - 675]\}$$

Além das condições anteriormente expostas quanto à paragênese, as condições necessárias para utilização do geobarômetro são igualmente: os valores de Fe/Fe+Mg de 0,4 a 0,65, e Fe³⁺/Fe³⁺+Fe²⁺ de 0,2 a 0,3, típicas de anfibólios formados em alta fugacidade de O₂.

As temperaturas utilizadas para o cálculo foram as geradas pelo geotermômetro de Holland & Blundy (1994), cujo cálculo leva em conta assembleias minerais contendo anfibólio e plagioclásio. Esse termômetro considera a interação entre esses minerais e admite a reação edenita + albita = richerita + anortita. Para esse cálculo, foram utilizadas todas as análises químicas pontuais de anfibólio e plagioclásio da amostra FDS-233A.

As temperaturas calculadas encontram-se entre 705 e 759 °C. E as pressões determinadas para o SCV ficaram entre 3,9 e $5,6 \pm 0,6$ Kbar. Esses valores sugerem que as profundidades de colocação do magma ficam em torno de 13 a 17 km. No entanto, visto que o corpo está situado na superfície, pode-se propor que até a sua completa cristalização ele deva ter alcançado profundidades mais rasas.

6.4. BIOTITA

Foram feitas análises químicas pontuais em cristais de biotita de todas as rochas do *Stock* Canindé Velho e do seu embasamento. Os dados obtidos e a fórmula estrutural estão dispostos na tabela 6.

Os cristais de biotita são predominantemente subédricos e têm granulação média a fina. Apresentam cor marrom com alguns cristais apresentando tonalidades de verde. Incluem cristais de zircão, minerais opacos e epidoto.

No embasamento porfirítico, a biotita é subédrica, marrom e tem granulação fina a média. Podem ocorrer inclusões de cristais de titanita e minerais opacos.

6.4.1. Classificação Química

A fórmula estrutural geral das micas, segundo Deer *et al.* (1992), pode ser descrita como $X_2Y_{4-6}Z_8O_{20}(OH,F)_4$ onde:

X= K, Na, Ca, Ba, Rb, Cs, etc.

Y= Al, Mg, Fe, Mn, Cr, Ti, Li, etc.

Z= Si, Al Fe^{3+} e Ti.

De acordo com Deer *et al.* (1992), os minerais do grupo das micas podem ser classificados segundo o número total de íons nos sítio Y em: dioctaédricas Y=4 e trioctaédricas Y=6. Os cristais de mica do SCV possui a quantidade de íons no sítio Y variando de 5,68 a 5,98. A mica do SCV foi

classificada, com base em Deer *et al.* (1992), essencialmente como biotita (Fig. 22). Os valores da razão Fe/Fe+Mg estão entre 0,43 e 0,57. Há uma suave tendência de enriquecimento em Si e Al^{IV} do centro para borda dos cristais.

Os cristais de mica da rocha do embasamento também são classificados como biotita (Fig. 22) e têm teores de Fe/Fe+Mg de aproximadamente 0,36, sendo ricas em flúor com valores de até 1,5%.

A posição octaédrica é preenchida por Mg²⁺, Fe²⁺, AlVI, Ti⁴⁺ e em menores quantidades Mn. Esta posição se encontra parcialmente preenchida, com vacância entre 0,02 e 0,32.

6.4.2. Temperatura

A biotita é um mineral que pode ser utilizado como geotermômetro devido à relação entre as substituições que ocorrem no sítio octaédrico e a temperatura (Luhr *et al.* 1984; Henry *et al.* 2005).

Foram utilizadas duas calibrações para o cálculo estimado das temperaturas médias da biotita. O geotermômetro de Luhr *et al.* (1984), que toma como base a troca Ti \square Fe²⁺ é calculado através da fórmula:

$$T(^{\circ}\text{K}) = 838 / (1,0337 - \text{Ti}/\text{Fe}^{2+})$$

Assumindo todo Fe da biotita como Fe²⁺, as temperaturas obtidas ficaram entre de 611 \pm 23 à 640 \pm 23°C para as rochas do SCV e 585 \pm 23°C para a encaixante (Tab. 7).

O geotermômetro de Henry *et al.* (2005) considera que a quantidade de Ti na biotita é uma função da temperatura, pressão e quantidade de Mg/Mg+Fe e seu cálculo se dá pela fórmula:

$$T = \{[\ln(\text{Ti}) - a - c(X_{\text{Mg}})^3]/b\}^{0,333} \text{ onde:}$$

$$X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$$

$$a = -2,33594$$

$$b = 4,6482 \times 10^{-9}$$

$$c = -1,7283$$

Tabela 6. Análises químicas e fórmula estrutural de cristais de biotita. B – borda; C – centro; I – intermediário. (Continua).

Lâmina	FDS-230		FDS-231										FDS-231				FDS-232					
Nº Ponto	17	39	29	30	44	45	56	57	61	64	66	70	71	72	73	74	80	81	82	8	9	
Posição			C	B	C	B						B	I	I	I	C						
SiO ₂	40,00	40,22	38,72	39,15	38,72	38,08	37,86	38,51	38,93	38,72	39,15	38,29	37,65	38,29	38,08	38,51	38,93	38,29	38,72	36,58	36,58	
TiO ₂	0,83	1,17	1,83	1,83	2,00	1,83	2,34	2,00	2,00	2,00	1,83	2,34	2,17	2,34	2,50	3,17	1,83	2,17	2,00	1,67	1,83	
Al ₂ O ₃	14,55	15,68	16,06	16,06	15,30	15,12	14,93	15,68	16,44	15,87	16,82	15,87	15,68	15,49	15,87	15,68	16,06	15,68	16,06	15,49	15,49	
FeO	15,82	15,31	21,61	21,36	23,03	22,90	23,80	22,77	22,26	22,90	21,61	22,64	22,39	22,13	22,51	21,48	21,87	22,39	21,74	21,61	22,26	
MnO													0,52		0,39							
MgO	16,08	14,92	11,94	11,77	11,11	10,78	10,28	10,78	10,61	10,61	10,94	10,61	10,61	10,78	10,61	10,28	11,44	10,61	10,78	10,28	10,12	
CaO																						
K ₂ O	9,52	8,55	9,88	10,00	9,88	9,52	9,64	9,40	9,64	9,88	9,52	10,12	9,64	9,64	9,88	9,52	9,88	9,76	9,88	9,28	9,40	
BaO																						
F	1,50	1,50																				
Cl	0,10								0,20					0,20								
Subtotal	98,41	97,35	100,05	100,17	100,04	98,22	98,84	99,14	100,08	99,98	99,87	99,87	98,65	98,86	99,84	98,64	100,02	98,90	99,18	94,91	95,68	
O=F,Cl	0,65	0,63							0,05					0,05		0,05						
Total	97,76	96,72	100,05	100,17	100,04	98,22	98,84	99,14	100,03	99,98	99,87	99,87	98,65	98,82	99,84	98,59	100,02	98,90	99,18	94,91	95,68	
Calculo da Fórmula estrutural com base em 22 oxigênios																						
Si	5,857	5,882	5,650	5,695	5,693	5,701	5,666	5,691	5,690	5,687	5,694	5,640	5,619	5,684	5,613	5,690	5,685	5,679	5,702	5,652	5,628	
Z Al ^{iv}	2,143	2,118	2,350	2,305	2,307	2,299	2,334	2,309	2,310	2,313	2,306	2,360	2,381	2,316	2,387	2,310	2,315	2,321	2,298	2,348	2,372	
Al ^{vi}	0,368	0,585	0,412	0,448	0,345	0,369	0,299	0,423	0,522	0,435	0,578	0,395	0,378	0,395	0,370	0,422	0,449	0,421	0,490	0,474	0,437	
Ti	0,092	0,128	0,201	0,201	0,221	0,207	0,263	0,222	0,220	0,221	0,201	0,259	0,243	0,261	0,277	0,352	0,201	0,242	0,222	0,194	0,212	
Y Fe ^{tot}	1,938	1,873	2,638	2,598	2,832	2,868	2,979	2,815	2,721	2,813	2,629	2,789	2,794	2,747	2,775	2,655	2,671	2,777	2,678	2,793	2,864	
Mn													0,065		0,048							
Mg	3,510	3,254	2,597	2,553	2,435	2,406	2,293	2,375	2,312	2,324	2,373	2,330	2,361	2,385	2,332	2,265	2,490	2,346	2,366	2,368	2,320	
Ca																						
X K	1,777	1,596	1,838	1,855	1,852	1,817	1,840	1,771	1,797	1,851	1,766	1,901	1,834	1,825	1,857	1,794	1,840	1,846	1,855	1,828	1,844	
Ba																						
F	0,695	0,694																				
Cl	0,025								0,050					0,050		0,050						
TOTAL	16,40	16,13	15,69	15,66	15,69	15,67	15,67	15,61	15,62	15,64	15,55	15,67	15,68	15,66	15,66	15,54	15,65	15,63	15,61	15,66	15,68	

Tabela 6. Análises químicas e fórmula estrutural de cristais de biotita. B – borda; C – centro; I – intermediário.

Lâmina Nº Ponto	FDS-232										FDS-233A			FDS-233A									
	21	51	54	55	60	61	3	9	10	47	48	49	50	52	53	54	55	89	90	94	95		
	Posição										B	C	B	I	I	B	I	I	C				
SiO ₂	37,01	37,01	37,01	36,15	36,15	37,01	38,29	38,08	38,29	38,29	38,08	38,29	37,86	38,08	37,65	37,65	37,86	38,29	42,36	38,29	38,51		
TiO ₂	2,34	1,50	1,83	1,67	2,00	2,17	2,34	2,50	2,17	2,17	2,34	2,50	2,50	2,50	2,34	2,50	2,67	2,00	1,50	2,17	2,34		
Al ₂ O ₃	15,49	15,30	15,68	15,30	15,30	16,44	16,06	16,25	16,25	16,44	16,25	16,44	16,44	16,44	16,25	16,44	16,25	16,44	14,74	16,44	16,82		
FeO	22,13	20,97	21,87	21,23	20,58	19,55	21,61	22,00	21,48	21,48	22,13	21,48	21,36	21,48	21,36	20,84	21,61	21,23	17,88	19,81	19,94		
MnO				0,39														0,77					
MgO	10,78	11,77	10,28	10,45	10,61	10,28	11,28	11,44	11,28	11,28	10,78	10,94	10,94	11,11	10,78	10,94	10,78	12,10	13,10	11,94	11,94		
CaO																							
K ₂ O	9,76	8,19	9,64	9,15	9,28	9,28	10,12	9,64	9,64	10,00	9,64	9,88	9,52	10,00	9,76	9,52	9,76	9,88	9,76	10,00	10,36		
BaO										0,11	0,45	0,45		0,45	0,22	0,22							
F						0,30	0,20			0,30	0,30				0,20	0,40			0,10	0,10	0,10		
Cl							0,10					0,10		0,10									
Subtotal	97,50	94,75	96,31	94,34	93,93	95,03	99,90	100,01	99,11	100,07	99,95	100,09	98,62	99,97	98,55	98,52	98,93	99,94	100,11	98,75	100,00		
O=F,Cl						0,13	0,08	0,02		0,13	0,13	0,02		0,02	0,08	0,17			0,04	0,04	0,04		
Total	97,50	94,75	96,31	94,34	93,93	94,90	99,81	99,98	99,11	99,94	99,83	100,06	98,62	99,95	98,47	98,35	98,93	99,94	100,11	98,71	99,95		
	Calculo da Fórmula estrutural com base em 22 oxigênios																						
Si	5,587	5,668	5,644	5,626	5,628	5,656	5,622	5,575	5,635	5,612	5,611	5,610	5,598	5,595	5,605	5,596	5,597	5,588	6,036	5,629	5,598		
Al ^{iv}	2,413	2,332	2,356	2,374	2,372	2,344	2,378	2,425	2,365	2,388	2,389	2,390	2,402	2,405	2,395	2,404	2,403	2,412	1,964	2,371	2,402		
Al ^{vi}	0,345	0,431	0,462	0,434	0,436	0,618	0,402	0,380	0,454	0,452	0,434	0,448	0,463	0,409	0,456	0,475	0,428	0,416	0,511	0,478	0,479		
Ti	0,265	0,173	0,210	0,195	0,234	0,249	0,258	0,276	0,240	0,239	0,259	0,276	0,278	0,276	0,261	0,280	0,297	0,220	0,161	0,240	0,255		
Fe ^{tot}	2,794	2,686	2,789	2,763	2,680	2,500	2,654	2,694	2,644	2,633	2,727	2,632	2,641	2,640	2,659	2,590	2,672	2,591	2,131	2,436	2,424		
Mn																			0,094				
Mg	2,426	2,688	2,337	2,424	2,463	2,342	2,468	2,497	2,474	2,464	2,368	2,390	2,412	2,433	2,392	2,425	2,375	2,633	2,783	2,616	2,587		
Ca																							
K	1,879	1,600	1,874	1,817	1,842	1,808	1,895	1,800	1,809	1,869	1,811	1,846	1,795	1,874	1,853	1,804	1,840	1,839	1,773	1,875	1,921		
Ba										0,006	0,026	0,026		0,026	0,013	0,013							
F						0,145	0,093			0,139	0,140			0,094	0,188				0,046	0,046	0,046		
Cl							0,025					0,025		0,025									
TOTAL	15,71	15,58	15,67	15,63	15,65	15,66	15,77	15,67	15,62	15,80	15,76	15,64	15,59	15,68	15,73	15,77	15,61	15,70	15,45	15,69	15,71		

Tabela 6. Análises Químicas e Fórmula Estrutural da Biotita. B – borda; C – centro; I – intermediário.

Lâmina	FDS-233A		FDS-233B							
Nº Ponto	102	103	7	10	19	20	90	95	103	177
Posição	C	B		C	C	B				
SiO ₂	39,15	39,36	39,36	39,36	39,79	39,36	39,36	39,36	39,36	38,29
TiO ₂	2,34	2,17	2,84	3,00	2,50	2,67	3,00	2,17	3,17	1,83
Al ₂ O ₃	17,01	16,63	17,01	16,82	16,82	17,01	18,33	17,19	16,82	17,01
FeO	19,43	19,30	19,68	20,71	19,30	19,04	24,57	20,71	21,23	19,55
MnO										
MgO	11,94	12,27	12,44	12,77	12,77	12,60	10,28	12,27	11,44	13,43
CaO										
K ₂ O	10,12	10,24	10,24	9,88	10,36	10,24	10,24	9,88	10,24	8,79
BaO										
F										
Cl										
Subtotal	99,97	99,96	101,56	102,54	101,53	100,92	105,78	101,59	102,26	98,91
O=F,Cl										
Total	99,97	99,96	101,56	102,54	101,53	100,92	105,78	101,59	102,26	98,91
Cálculo da Fórmula estrutural com base em 22 oxigênios										
Z Si	5,652	5,684	5,602	5,564	5,653	5,621	5,479	5,612	5,603	5,564
Al ^{iv}	2,348	2,316	2,398	2,436	2,347	2,379	2,521	2,388	2,397	2,436
Al ^{vi}	0,546	0,514	0,454	0,366	0,469	0,484	0,486	0,502	0,424	0,477
Ti	0,254	0,236	0,304	0,319	0,267	0,287	0,314	0,233	0,339	0,201
Y Fe ^{tot}	2,346	2,331	2,343	2,449	2,293	2,274	2,861	2,470	2,527	2,377
Mn										
Mg	2,570	2,642	2,638	2,691	2,704	2,683	2,133	2,608	2,428	2,910
Ca										
X K	1,864	1,886	1,859	1,781	1,877	1,865	1,818	1,796	1,859	1,630
Ba										
F										
Cl										
TOTAL	15,58	15,61	15,60	15,61	15,61	15,59	15,61	15,61	15,58	15,59

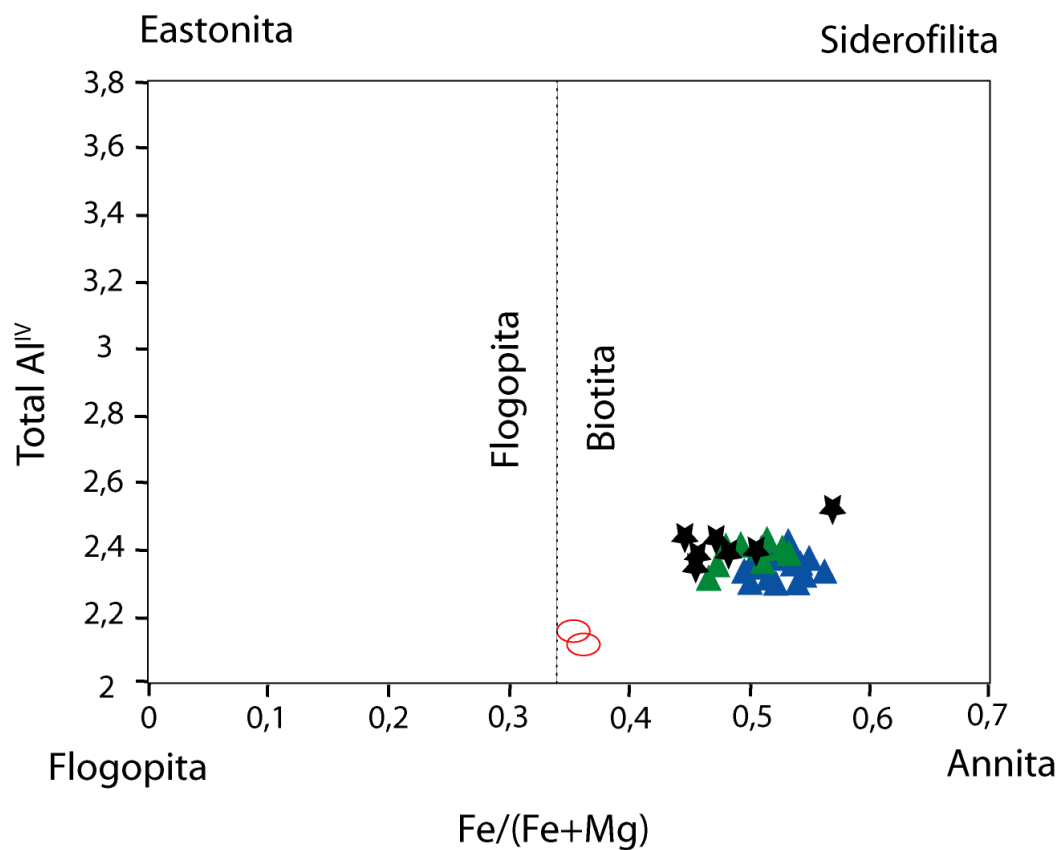


Figura 22. Diagrama de classificação da biotita. Al^{IV}Total *versus* Fe/(Fe+Mg) usado para classificação das biotitas do SCV, segundo Deer *et al.* (1992). Rochas do *stock*: (Triângulo azul: Biotita Hornblenda Quartzo Monzodiorito; Triângulo verde: Hornblenda Biotita Quartzo Diorito; Estrela preta: Biotita Diorito). Embasamento: (Circulo vazio: Hornblenda Álcali-feldspato Sienito Porfirítico).

Para esse cálculo são utilizados os valores de $X_{Mg} = (0,275-1,0)$, o $Ti = (0,04 - 0,60)$ átomos por fórmula estrutural e as temperatura obtidas devem estar entre 480 e 800°C. As temperaturas calculadas para este termômetro estão entre $594 \pm 24^\circ\text{C}$ e $652 \pm 24^\circ\text{C}$, para o SCV, e $496 \pm 24^\circ\text{C}$ para a encaixante (Tab. 7). Os resultados encontrados foram interpretados como sendo as possíveis temperaturas finais de cristalização das rochas do SCV, uma vez que, como visto no capítulo da petrografia, este mineral é de cristalização tardia.

As temperaturas obtidas para a rocha do embasamento, geralmente são mais baixas. Isso pode ser explicado pelo reequilíbrio da fase mineral, causado pela passagem de fluidos hidrotermais, após o resfriamento da rocha, durante a colocação do *Stock* Canindé Velho ou alternativamente a atuação do metamorfismo regional sobre essas rochas.

Tabela 7. Temperaturas médias calculadas para as amostras do SCV e do seu embasamento, indicando o geotermômetro utilizado. BHQM – biotita hornblenda quartzo monzodiorito; HBQD – hornblenda biotita quartzo diorito; BD – biotita diorito; HASP – hornblenda álcali-feldspato sienito porfíritico.

	SCV				Embasamento
Lâmina	FDS-231	FDS-232	FDS-233 ^A	FDS-233B	FDS-230
Fácies	BHQM	BHQM	HBQD	BD	HASP
T(°C)*	611 ±23	605 ±23	623 ±23	640 ±23	585 ±23
T(°C)**	609 ±24	594 ±24	630 ±24	652 ±24	496 ±24

*Lühr *et al.* (1984); **Henry *et al.* (2005)

6.4.3. Ambiência Tectônica

O comportamento químico dos cristais de biotita, principalmente no tocante às relações entre os íons Fe, Mg e Al, durante a cristalização pode refletir a natureza do magma que as originou (alcalino, cálcio-alcalino ou peraluminoso) segundo Abdel-Rahman (1994). Sendo assim, a composição química dos cristais de biotita pode ser usada para inferir o possível ambiente tectônico ao qual seu magma fonte está relacionado.

Nos diagramas de Abdel-Rahman (1994), que relacionam os percentuais em peso de MgO, $\text{FeO}_{\text{total}}$ e Al_2O_3 , e no que relaciona os percentuais em peso de MgO e Al_2O_3 (Fig. 23A e B), os dados químicos da biotita do SCV e do embasamento se situam basicamente no campo das Suítes Orogênicas Cálcio-Alcalinas, com poucas amostras do SCV estando dentro do campo das Suítes Peraluminosas.

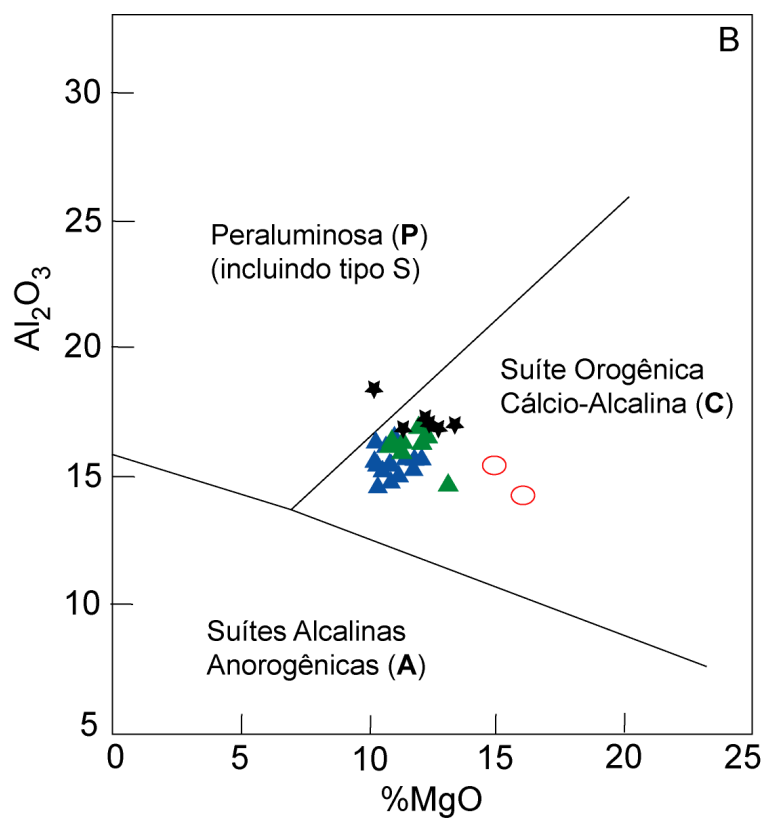
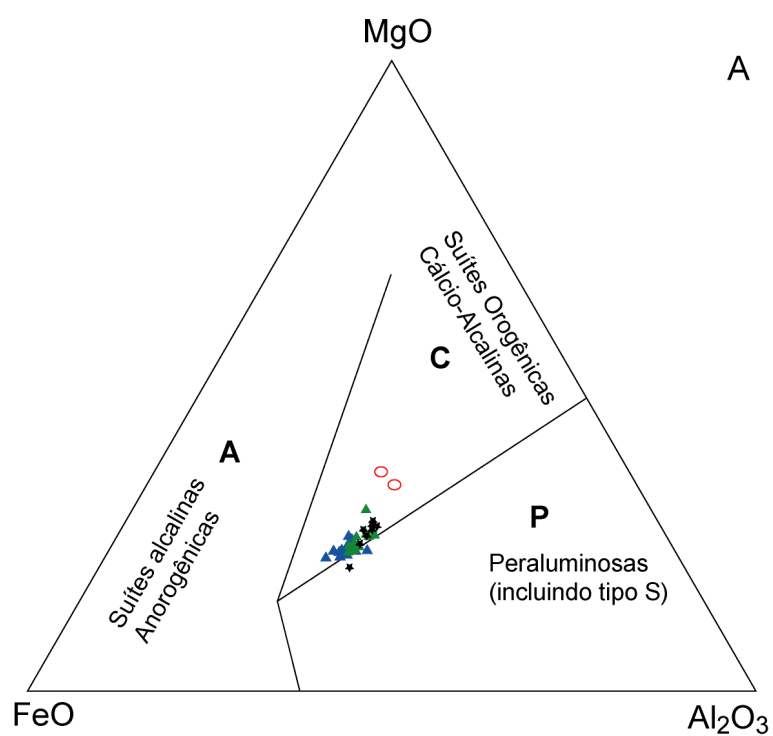


Figura 23. Diagramas de discriminação de suítes magmáticas de Abdel-Rahman (1994) utilizando a composição química de cristais de biotita. A. $\text{MgO} \times \text{FeO}_{\text{total}} \times \text{Al}_2\text{O}_3$. B. $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{MgO}$. Rochas do *stock*: (Triângulo azul: Biotita Hornblenda Quartzo Monzodiorito; Triângulo verde: Hornblenda Biotita Quartzo Diorito; Estrela preta: Biotita Diorito (enclave)). Embasamento: (Circulo vazio: Hornblenda Álcali-feldspato Sienito Porfíritico).

6.5. FELDSPATOS

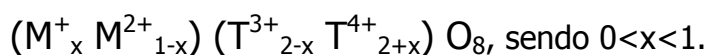
Cristais de feldspatos foram analisados em todos os tipos de rochas do *Stock* Canindé Velho e do embasamento álcali-feldspato sienítico. Os dados das análises químicas pontuais e a fórmula estrutural estão dispostos na tabela 8.

Nas rochas do *stock* estudado ocorrem sempre plagioclásio e feldspato alcalino, com o último sendo normalmente pertítico, o que indica, segundo Wernick (2004), cristalização em condições *transolvus*. Os cristais de feldspato possuem granulação média a grossa, são subédricos e alguns cristais de plagioclásio podem apresentar textura mirmequita. Incluem normalmente cristais de minerais opacos, epídoto, apatita e hornblenda. As geminações ocorrem segundo as leis Albita e Albita-Carlsbad para os plagioclásios e Albita-Periclina para os feldspatos potássicos. Nos cristais de plagioclásio percebe-se alteração por saussuritização de forma fraca à intensa que por vezes se dispõe apenas no centro dos cristais.

Na rocha porfírica do embasamento foram analisados os fenocristais de feldspato potássico, os quais são subédricos, têm granulometria grossa e inclui cristais de hornblenda e epídoto. Alguns destes cristais mostram-se pertíticos, sendo possível também observar zoneamento marcado pela extinção. Alteração moderada a incipiente é observada.

6.5.1. Classificação Química

A fórmula estrutural dos tectossilicatos do grupo dos feldspatos pode ser escrita, segundo Deer *et al.* (1978), como:



Onde:

M^{+} = Na, K, Rb, Tl e NH_4 ;

M^{2+} = Ca, Sr, Ba, Pb e Mn;

T^{3+} = Al, B, Ga e Fe;

T^{4+} = Si e Ge

Tabela 8. Análises químicas e fórmula estrutural de cristais de feldspatos. Ab – albita; Afs – álcali feldspato; Pl – plagioclásio; B – borda; C – centro; I – intermediário. (Continua).

Lâmina	FDS-230												FDS-231												FDS-232											
	Nº ponto	14	15	32	33	40	41	43	45	46	57	58	61	16	25	38	60	67	68	2	3	18														
Posição	Afs	Ab	Afs	Ab	Ab	Afs	Afs	Afs	Afs	Ab	Afs	Ab	Afs	Afs	Ab	Afs	Afs	Ab	Ab	PI	PI	Afs	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI	PI				
SiO ₂	63,53	67,17	62,89	67,17	69,31	66,32	66,53	66,96	69,74	69,52	72,09	66,10	63,53	66,32	64,39	64,82	60,54	63,32	64,82	67,60	65,25															
Al ₂ O ₃	19,27	20,03	18,33	20,60	20,41	19,08	19,27	19,46	20,97	20,03	20,78	19,27	18,71	20,97	18,90	18,90	24,94	24,37	19,08	19,84	18,90															
FeO	0,39																																			
MgO																																				
CaO																																				
Na ₂ O	0,27	12,00	0,27	11,59	11,86	0,40	0,27	0,40	11,73	8,36	11,86	0,54	0,54	11,19	0,67	0,67	8,22	9,44	0,67	11,73	0,54															
K ₂ O	15,66	0,24	15,06																																	
BaO	0,78	0,67																																		
TOTAL	99,52	99,72	97,72	100,20	102,14	102,19	102,70	103,21	103,24	103,57	104,74	102,18	98,08	99,98	100,05	100,05	100,05	100,08	99,90	100,12	99,83	100,34														
Cálculo da fórmula estrutural com base em 8 oxigênios																																				
Si	2,960	2,955	2,983	2,938	2,968	2,994	2,990	2,990	2,990	2,957	2,988	2,997	2,985	2,982	2,914	2,979	2,986	2,693	2,798	2,981	2,967	2,993														
Al	1,058	1,039	1,025	1,062	1,030	1,030	1,015	1,021	1,024	1,048	1,014	1,018	1,026	1,035	1,086	1,030	1,026	1,308	1,270	1,035	1,027	1,022														
Fe	0,015																																			
Mg																																				
Ca																																				
Na	0,024	1,023	0,025	0,983	0,985	0,035	0,023	0,035	0,035	0,964	0,696	0,956	0,047	0,049	0,953	0,060	0,060	0,709	0,809	0,060	0,998	0,048														
K	0,931	0,014	0,911																																	
Ba	0,014	0,012																																		
Total	4,988	5,044	4,973	5,023	5,009	4,988	4,988	4,988	4,982	5,008	5,009	4,972	4,994	4,983	5,026	4,991	4,992	5,018	5,025	4,987	5,025	4,979														
Or	96,0	1,3	95,9																																	
Ab	2,5	97,5	2,6	96,2	97,5	3,6	2,4	3,6	96,2	69,2	100,0	4,8	5,1	92,9	6,2	6,1	69,8	84,5	6,2	96,8	5,0															
An																																				
Cn	1,5	1,2																																		

Tabela 8. Análises químicas e fórmula estrutural de cristais de feldspatos. Ab – albita; Afs – álcali feldspato; Pl – plagioclásio; B – borda; C – centro; I – intermediário. (Continua).

Lâmina	FDS-232											FDS-233A											
	Nº ponto	20	42	43	58	70	77	5	12	13	58	60	61	64	66	67	68	69	70	71	77	78	
Posição	Afs	Pl	Afs	Afs	Afs	Pl	Pl	Pl	Afs	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Afs	Afs	Afs	Afs	Afs	Afs	Pl	Pl	
SiO ₂	65,46	62,04	65,03	63,96	59,26	60,97	59,68	63,75	59,90	59,90	59,90	61,18	59,47	60,33	63,11	63,32	63,32	63,32	63,32	63,53	63,53	60,75	59,90
Al ₂ O ₃	19,08	24,75	18,90	19,08	24,75	23,81	25,89	18,90	25,51	25,51	25,51	24,56	25,51	25,13	19,27	18,90	19,46	19,27	19,08	19,08	25,13	25,51	
FeO																							
MgO																							
CaO		5,60				6,16	5,04	6,44		6,72	6,44	6,02	6,58	6,30							5,88	6,72	
Na ₂ O	0,54	8,76	0,94	0,67	8,09	8,90	7,82	0,81	7,95	7,95	8,22	8,22	7,95	8,09	0,81	0,67	0,67	0,94	0,81	0,81	8,36	7,95	
K ₂ O	16,26	0,00	15,54	15,06	0,24	0,24	0,00	15,06					0,36	0,24	14,58	14,94	14,58	14,33	14,82	15,06			
BaO							0,00	1,45							2,23	2,12	2,01	2,23	1,56	1,45			
TOTAL	101,34	101,15	100,41	98,78	98,49	98,95	99,82	99,96	100,08	100,06	99,98	99,87	99,87	100,08	100,00	99,95	100,04	100,10	99,81	99,94	100,12	100,08	
Cálculo da fórmula estrutural com base em 8 oxigênios																							
Si	2,983	2,722	2,985	2,976	2,680	2,737	2,658	2,967	2,665	2,666	2,716	2,657	2,684	2,948	2,961	2,949	2,951	2,961	2,959	2,695	2,665		
Al	1,025	1,280	1,022	1,047	1,320	1,260	1,359	1,037	1,338	1,338	1,285	1,344	1,318	1,061	1,042	1,068	1,059	1,048	1,048	1,314	1,338		
Fe																							
Mg																							
Ca		0,263				0,298	0,242	0,307	0,320	0,320	0,307	0,286	0,315	0,300						0,279	0,320		
Na	0,048	0,745	0,084	0,061	0,709	0,774	0,675	0,073	0,686	0,686	0,710	0,708	0,689	0,698	0,073	0,061	0,061	0,085	0,073	0,073	0,719	0,686	
K	0,945		0,910	0,894	0,014	0,014		0,894					0,021	0,014	0,869	0,891	0,866	0,852	0,881	0,895			
Ba								0,026							0,041	0,039	0,037	0,041	0,029	0,026			
Total	5,001	5,011	5,001	4,978	5,022	5,027	5,000	4,998	5,009	5,009	5,020	4,995	5,026	5,013	4,992	4,994	4,980	4,988	4,992	5,001	5,007	5,009	
Or	95,2	0,0	91,5	93,6	1,4	1,3		90,0					2,0	1,4	88,4	89,9	89,9	87,1	89,7	90,0			
Ab	4,8	73,9	8,5	6,4	69,4	75,1	68,7	7,3	68,2	69,8	71,2	67,3	69,0	69,0	7,5	6,2	6,3	8,7	7,4	7,3	72,0	68,2	
An		26,1				29,2	23,5	31,3		31,8	30,2	28,8	30,7	29,7							28,0	31,8	
Cn								2,7							4,2	3,9	3,8	4,2	2,9	2,7			

Tabela 8. Análises químicas e fórmula estrutural de cristais de feldspatos. Ab – albita; Afs – álcali feldspato; Pl – plagioclásio; B – borda; C – centro; I – intermediário.

Lâmina	FDS-233A	FDS-233B															
Nº ponto	79	85	88	96	8	12	13	27	28	29	30	35	36	37	38	39	40
Posição	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Afs	Pl	Afs	Pl	Pl	Pl	Pl C	Pl I	Pl B	Pl
SiO ₂	60,54	60,54	60,54	60,54	58,20	58,83	59,26	62,50	59,20	62,30	66,70	59,60	57,97	59,90	59,90	59,90	59,26
Al ₂ O ₃	24,94	25,13	25,13	25,13	26,90	26,08	26,08	18,80	26,10	19,20	20,90	25,80	26,83	25,70	25,70	25,32	26,26
FeO						0,64		0,40									
MgO																	
CaO	6,30	6,44	5,88	6,02	8,30	7,14	7,42		7,30		1,40	7,10	8,26	7,00	6,86	7,00	7,28
Na ₂ O	8,22	7,82	8,22	8,22	6,70	7,14	7,28	0,50	7,50	0,60	10,90	7,40	6,74	7,41	7,55	7,68	7,41
K ₂ O		0,24				0,12		15,10		14,80						0,24	
BaO								2,70		3,10							0,36
TOTAL	100,00	100,17	99,77	99,91	100,10	99,95	100,03	100,00	100,10	100,00	99,90	99,90	99,80	100,00	100,00	100,14	100,21
Cálculo da fórmula estrutural com base em 8 oxigênios																	
Si	2,692	2,689	2,694	2,692	2,596	2,630	2,639	2,946	2,636	2,936	2,925	2,655	2,594	2,663	2,664	2,667	2,635
Al	1,307	1,315	1,318	1,317	1,414	1,374	1,369	1,044	1,370	1,066	1,080	1,355	1,415	1,347	1,347	1,329	1,376
Fe						0,024		0,016									
Mg																	
Ca	0,300	0,306	0,280	0,287	0,397	0,342	0,354		0,348		0,066	0,339	0,396	0,333	0,327	0,334	0,347
Na	0,709	0,673	0,709	0,709	0,579	0,619	0,629	0,046	0,648	0,055	0,927	0,639	0,585	0,639	0,651	0,663	0,639
K		0,014				0,007		0,908		0,890						0,014	
Ba								0,050		0,057							0,019
Total	5,009	4,997	5,002	5,004	4,987	4,996	4,991	5,009	5,002	5,003	4,998	4,987	4,990	4,983	4,988	5,007	4,997
Or		1,4				0,7		90,5		88,8						1,4	
Ab	70,3	67,8	71,7	71,2	59,4	64,0	64,0	4,6	65,0	5,5	93,4	65,4	59,6	65,7	66,6	65,6	64,8
An	29,7	30,8	28,3	28,8	40,6	35,3	36,0		35,0		6,6	34,6	40,4	34,3	33,4	33,0	35,2
Cn								5,0	0,0	5,7							

Tabela 8. Análises Químicas e Fórmula Estrutural dos Feldspatos. Ab – albita; Afs – álcali feldspato; Pl – plagioclásio; B – borda; C – centro; I – intermediário.

Lâmina	FDS-233B									
Nº ponto	69	70	74	75	89	90	107	114	119	143
Posição	Pl B	Ab no Pl	Afs	Pl	Pl C	Pl B	Pl	Pl	Pl	Pl
SiO ₂	59,50	63,70	62,89	59,68	59,10	58,90	59,26	59,10	57,80	60,70
Al ₂ O ₃	25,90	23,40	18,90	25,51	25,80	26,20	26,08	26,40	27,20	25,00
FeO										
MgO										
CaO	6,80	2,10		6,86	7,30	7,30	7,28	7,50	8,20	6,20
Na ₂ O	7,50	9,50	0,27	7,68	7,50	7,40	7,41	7,00	6,80	8,10
K ₂ O	0,30	1,40	15,42	0,24	0,30	0,20				
BaO			1,23							
TOTAL	100,00	100,10	98,70	99,97	100,00	100,00	100,02	100,00	100,00	100,00
Cálculo da fórmula estrutural com base em 8 oxigênios										
Si	2,651	2,814	2,964	2,661	2,640	2,629	2,639	2,631	2,582	2,696
Al	1,360	1,218	1,049	1,341	1,358	1,378	1,369	1,385	1,432	1,309
Fe										
Mg										
Ca	0,325	0,099		0,328	0,349	0,349	0,347	0,358	0,393	0,295
Na	0,648	0,814	0,025	0,664	0,650	0,640	0,640	0,604	0,589	0,698
K	0,017	0,079	0,927	0,014	0,017	0,011				
Ba			0,023							
Total	5,001	5,024	4,987	5,007	5,014	5,008	4,996	4,978	4,996	4,998
Or	1,7	8,0	95,1	1,4	1,7	1,1				
Ab	65,5	82,0	2,5	66,1	63,9	64,0	64,8	62,8	60,0	70,3
An	32,8	10,0		32,6	34,4	34,9	35,2	37,2	40,0	29,7
Cn			2,3							

O cálculo da fórmula estrutural foi feito com base em 5 cátions e 8 oxigênios.

Os cálculos dos polos puros; Albita [Ab] ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$); Ortoclásio [Or] (KAlSi_3O_8); Anortita [An] ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) e Celsiana [Cn] ($\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$); foram realizados com base nas seguintes razões de átomos por fórmula estrutural:

$$\text{Albita} = (\text{Na}/\text{Na}+\text{Ca}+\text{K}+\text{Ba})$$

$$\text{Anortita} = (\text{Ca}/\text{Na}+\text{Ca}+\text{K}+\text{Ba})$$

$$\text{Ortoclásio} = (\text{K}/\text{Na}+\text{Ca}+\text{K}+\text{Ba});$$

$$\text{Celsiana} = (\text{Ba}/\text{Na}+\text{Ca}+\text{K}+\text{Ba}).$$

A classificação química dos feldspatos pode ser feita levando-se em conta, os membros puros e Albita, Anortita e Ortoclásio (Fig. 24).

Os cristais de plagioclásio do SCV têm composição variando de oligoclásio a andesina com An (23,5% – 31,8%), sendo que os mais cálcicos encontram-se no Hornblenda Biotita Quartzo Diorito e Biotita Diorito. O feldspato potássico tem composição Or (90,9% - 95,2%) e possuem exsoluções albíticas, que variam de Ab (84,5% - 96,7%). Alguns cristais de feldspato alcalino apresentaram conteúdos da molécula de celsiana (Cn) em sua composição, variando entre 1,24% e 5,71%.

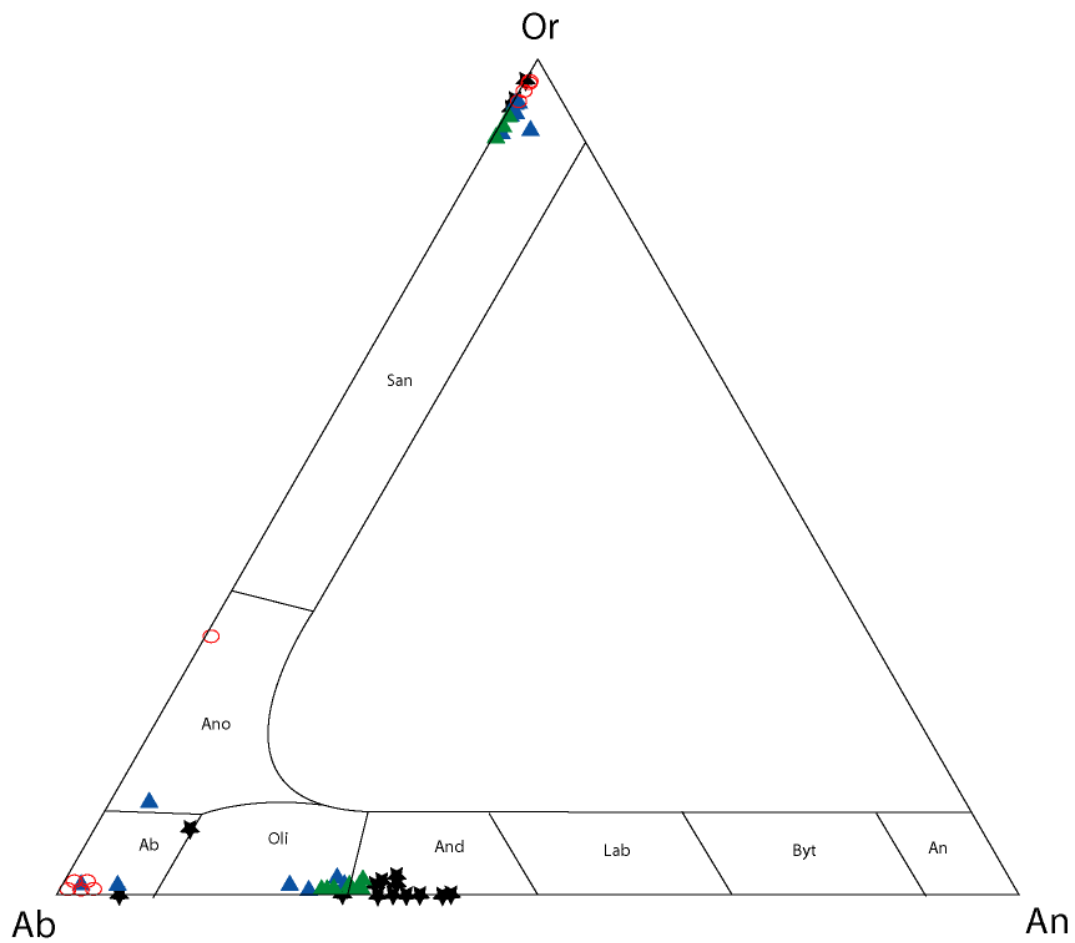


Figura 24. Diagrama Or-Ab-An utilizado para classificação dos feldspatos, aplicado aos cristais de feldspatos do *Stock Canindé Velho*. Triângulo azul: Biotita Hornblenda Quartzo Monzodiorito; Triângulo verde: Hornblenda Biotita Quartzo Diorito; Estrela preta: Biotita Diorito (enclave); Circulo vazio: Hornblenda Álcali-feldspato Sienito Porfirítico (embasamento). Ab: Albita; And: Andesina; An: Anortita; Ano: Anortoclásio; Bit: Bitownita; Lab: Labradorita; Oli: Oligoclásio; San: Sanidina.

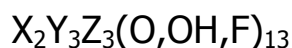
6.6. EPÍDOTO

Foram realizadas análises em cristais de epídoto do *Stock Canindé Velho* e do embasamento álcali-feldspato sienítico. Em alguns cristais, principalmente nos que mostraram uma diferença de tonalidades em imagens BSE, foram feitas análises nas regiões de borda e centro. Os dados das análises químicas pontuais e a fórmula estrutural são apresentados na tabela 9.

Os cristais de epídoto do SCV são predominantemente anédricos, exibem tonalidades em verde pálido e os tamanhos não ultrapassam 0,5 mm. Podem incluir cristais de minerais opacos.

6.6.1. Classificação Química

A fórmula estrutural dos minerais do Grupo do Epídoto, segundo Deer *et al.* (1992), pode ser escrita como:



Onde:

X= Ca, Ce, La, Y, Th, Fe²⁺, Mn²⁺, Mn³⁺

Y= Al, Fe³⁺, Mn³⁺, Mn²⁺, Fe²⁺, Ti

Z= Si, Be

O cálculo da fórmula estrutural foi feito com base em 12,5 oxigênios, seguindo as recomendações de Deer *et al.* (1992). Os minerais do Grupo do Epídoto encontrados no SCV foram classificados como epídoto, com o Fe³⁺ no sítio Y entre 0,4 e 0,5, e allanita.

Na allanita, ETRs como Ce, La, principalmente, Nd e Sm ocorrem no sítio X, substituindo o Ca.

Tabela 9. Análises químicas e fórmula estrutural de cristais de. Aln – allanita; Ep – epidoto; B – borda; C – centro; I – intermediário.

Lâmina	FDS-231										FDS-233A										FDS-230									
	17	20	21	22	23	4	6	7	8	18	19	20	21	22	23	26	29	30	9	10										
Posição	Aln	Aln C	Ep B	Aln	Ep	Ep	Ep B	Ep I	Ep C	Ep	Aln	Aln	Aln	Aln	Aln	Aln	Aln	Ep	Aln	Aln										
SiO ₂	36,37	35,94	40,00	36,58	39,36	39,15	39,36	38,93	39,15	38,72	36,79	35,94	36,37	36,79	36,37	36,37	36,79	39,15	33,37	32,52										
Al ₂ O ₃	18,52	18,33	25,13	18,90	23,81	24,56	24,19	24,19	24,37	24,37	21,92	20,60	19,65	21,54	20,78	20,78	20,78	24,19	17,57	17,01										
Fe ₂ O ₃	15,44	15,82	11,58	15,31	13,12	12,99	13,12	13,25	12,99	12,99	13,12	14,54	14,92	14,02	14,02	14,41	13,89	13,25	16,85	15,44										
MgO	0,50											0,50							0,50											
CaO	15,39	15,25	23,23	16,93	23,51	23,37	23,37	23,65	23,51	23,93	19,45	17,77	16,79	18,61	17,91	17,49	17,35	23,37	15,11	14,55										
Ce ₂ O ₃	8,08	8,08		7,50							4,92	6,21	7,50	5,51	6,68	6,33	6,68		7,73	7,61										
La ₂ O ₃	2,93	2,58									3,75	4,46	4,69	3,52	4,34	4,22	4,46		3,64	3,52										
Nd ₂ O ₃	2,57	2,80		3,03															3,38	3,15										
Sm ₂ O ₃	0,70																													
P ₂ O ₅	0,69																		0,69											
SO ₃	1,75																													
TOTAL	99,99	99,99	99,94	99,99	99,80	100,07	100,04	100,02	100,02	100,01	99,96	100,00	99,92	99,99	100,10	99,60	99,96	99,95	98,15	94,48										
Cálculo da Fórmula Estrutural com Base em 12,5 Oxigênios																														
Z Si	3,353	3,300	3,254	3,263	3,260	3,227	3,249	3,224	3,231	3,204	3,219	3,222	3,299	3,242	3,247	3,260	3,279	3,239	3,230	3,232										
Al ^{VI}	2,012	1,983	2,409	1,986	2,324	2,386	2,353	2,360	2,371	2,377	2,260	2,176	2,101	2,237	2,187	2,196	2,183	2,358	2,004	1,992										
Y Fe ⁺³	0,536	0,547	0,354	0,514	0,409	0,403	0,407	0,413	0,403	0,405	0,432	0,490	0,509	0,465	0,471	0,486	0,466	0,413	0,614	0,577										
Mg	0,068											0,066							0,072											
Ca	1,520	1,500	2,024	1,618	2,086	2,064	2,066	2,098	2,078	2,121	1,823	1,707	1,632	1,757	1,713	1,680	1,656	2,071	1,567	1,550										
Ce	0,273	0,272		0,245							0,158	0,204	0,249	0,178	0,218	0,208	0,218		0,274	0,277										
La	0,100	0,087									0,121	0,147	0,157	0,114	0,143	0,140	0,146		0,130	0,129										
X Nd	0,085	0,092		0,097															0,117	0,112										
Sm	0,022																													
P	0,053																		0,058											
S	0,117																													
TOTAL	7,901	7,903	8,041	7,839	8,078	8,080	8,075	8,096	8,084	8,107	8,012	8,014	7,947	7,993	7,979	7,969	7,948	8,082	8,007	7,926										
%Ps	21,02	21,61	12,82	20,55	14,96	14,45	14,76	14,89	14,54	14,54	16,05	18,39	19,51	17,21	17,72	18,12	17,59	14,89	23,44	22,47										

O teor de pistacita [$Ps = Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$], que representa o membro final $Ca_2Fe^{3+}Al_2Si_3O_{12}(OH)$ na série Clinozoizita-Epídoto, pode ser usado para inferir a origem do cristal de epídoto. Uma vez que segundo Tulloch (1979) e Vyhnaľ *et al.* (1991), os cristais de epídoto de origem magmática apresentam teores de pistacita variando de 25 até 29. Aqueles cristais resultantes de alteração do plagioclásio têm conteúdo de pistacita entre 0 e 24 e os gerados pela alteração da biotita têm valores variando de 36 a 48.

Os teores de pistacita dos cristais de epídoto do SCV se situam entre 13 e 15, sendo assim considerados produtos de alteração do plagioclásio. Isso se explica pelo estágio avançado do processo de saussuritização, que atinge alguns cristais de plagioclásio.

Já os teores de pistacita da allanita, que ocorre no núcleo dos cristais de epídoto, estão entre 16 e 21,6, podendo, alguns desses, serem considerados como de origem magmática, uma vez que teores entre (Ps_{20-24}) já foram reportados em epídotos magmáticos (Sial *et al.* 1999).

6.7. NESOSSILICATOS DO GRUPO DO ZIRCÃO

No *Stock Canindé Velho* foram apenas encontrados cristais de zircão que mostram-se anédricos a subédricos e tem tamanho inferior a 0,5 mm. Estes ocorrem inclusos em cristais de biotita, titanita e ilmenita.

Na rocha alcalina do embasamento foram encontrados cristais de zircão e torita anédricos e com tamanhos menores que 0,5 mm e inclusos em feldspatos.

6.7.1. Classificação Química

A fórmula estrutural dos nesossilicatos do Grupo do Zircão pode ser escrita como:



Onde X = Zr no zircão e X= Th,U na torita.

O cálculo da fórmula estrutural foi feito com base em 4 cátions e 16 oxigênios, segundo recomendações de Deer *et al.* (1992) e os dados das análises químicas pontuais, e a fórmula estrutural estão presentes na tabela 10.

O zircão pode conter quantidades relevantes de Hf, Th e U em sua composição, normalmente substituindo o Zr. Os cristais de zircão do SCV contêm Nb, Al, Fe³⁺, Hf, Th e U com quantidades que variam de 0,02 a 0,09 a.p.u.

Os cristais de zircão do embasamento contêm Al (0,09 – 0,92), Fe³⁺ (0,07), Ce (0,06), Na (0,2 – 0,79), Ca (0,26 – 0,31), Th e U 0,03.

Na torita do embasamento ocorre quantidades apreciáveis de Ti, Al, Ca, P, Ce, Nd e U.

Tabela 10. Análises químicas e fórmula estrutural de cristais de torita e zircão. Zm – zircão.

Lâmina	FDS-230				FDS-231				FDS-232				FDS-233A										
Ponto	34	35	31	49	8	26	37	75	77	79	13	25	28	30	50	64	78	79	51	63	98	118	119
Posição	Torita	Torita	Zrn	Zrn	Zrn	Zrn	Zrn	Zrn	Zrn	Zrn	Zrn	Zrn	Zrn	Zrn	Zrn	Zrn	Zrn	Zrn	Zrn	Zrn	Zrn	Zrn	Zrn
SiO ₂	16,04	15,40	29,52	34,01	31,87	31,66	31,45	31,87	31,66	32,09	32,52	31,45	34,44	32,09	33,16	31,45	31,66	32,09	31,87	31,87	32,30	31,87	31,45
TiO ₂	1,83	2,17					0,67																
Al ₂ O ₃	1,51	1,51	0,57	6,24	0,38	0,64													0,77				
Fe ₂ O ₃	1,29	1,54		1,54			0,77																
CaO	3,22	3,08	2,24	1,96																			
Ce2O3	4,69	4,33		1,41																			
Nd2O3	3,85	3,73																					
P2O5	7,10	4,81																					
Na ₂ O			0,81	3,24																			
ThO2	48,00	46,82	0,96						0,21				0,32	0,11							0,32	0,21	0,11
UO2	3,18	3,06	0,91			0,23			0,34											0,23	0,23	0,68	
ZrO2			60,11	42,82	66,32	66,73	67,00	68,22	66,73	66,73	68,22	68,49	73,48	68,89	70,38	66,32	68,22	68,76		66,05	66,86	65,92	67,27
HfO2					1,42	0,94			0,94	1,18	0,94	0,83	1,18		0,83		1,43		1,06	0,71	0,83	0,71	1,06
Nb2O5																							
TOTAL	90,71	86,47	95,12	91,21	99,99	100,20	99,89	100,09	99,89	100,00	101,67	101,08	109,21	100,98	104,70	98,54	101,31	100,84	99,99	99,99	99,94	99,96	100,05
Cálculo da Fórmula Estrutural com Base em 16 Oxênios																							
Si	3,042	3,165	3,850	4,272	3,926	3,892	3,885	3,915	3,921	3,952	3,939	3,862	3,901	3,909	3,913	3,935	3,901	3,912	3,949	3,935	3,983	3,929	3,889
Ti	0,262	0,335					0,062																
Al	0,338	0,366	0,087	0,923	0,055	0,093																	
Fe ³⁺	0,092	0,119		0,073			0,036													0,036			
Ca	0,654	0,678	0,313	0,264																			
Ce	0,325	0,326		0,065																			
Nd	0,261	0,274																					
P	1,140	0,837																					
Na			0,204	0,788																			
Th	2,071	2,190	0,029						0,006												0,009	0,006	
U	0,134	0,140	0,026			0,006			0,009												0,006	0,006	0,019
Zr			3,822	2,622	3,983	3,999	4,035	4,085	4,030	4,007	4,029	4,101	4,058	4,091	4,050	4,047	4,099	4,088	3,990	4,025	3,963	4,043	4,073
Hf					0,050	0,033			0,033	0,041	0,033	0,029	0,038		0,028		0,080		0,038	0,025	0,029	0,025	0,037
Nb																							
Total	8,319	8,431	8,332	9,006	8,014	8,023	8,018	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	7,997	8,000	8,000	8,018	8,080	8,000	8,018	8,000	8,000	7,997	8,000

6.8. APATITA

Os cristais de apatita ocorrem em todas as rochas do SCV e no embasamento. Eles são cristais euédricos a subédricos, podendo ocorrer de forma acicular e exibem tamanhos inferiores a 0,1 mm. Normalmente se encontram inclusos no plagioclásio, hornblenda, feldspato alcalino e biotita. Os dados das análises químicas e a fórmula estrutural da apatita são apresentados na Tabela 11.

6.8.1. Classificação Química

A apatita é um fosfato de cálcio que apresenta solução sólida entre F, Cl e OH. E sua fórmula estrutural pode ser escrita, segundo Deer *et al.* (1992), como $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH},\text{F},\text{Cl})$.

O cálculo da fórmula estrutural foi feito com base em 25 oxigênios.

Os cristais de apatita do SCV são ricos em flúor, com valores entre 1,591 e 2,534 (a.p.f.). Quantidades de Cl, quando observadas, não ultrapassavam 0,029.

O preenchimento do Sítio A está entre 6,17 e 5,95 (a.p.f.) e o do Sítio B entre 9,97 e 9,64 (a.p.f.). Normalmente o Si aparece substituindo o P no Sítio A e, apenas na amostra do embasamento, o Na substitui o Ca, no Sítio B, em quantidades de até 0,133 (a.p.f.).

Nas análises químicas dos cristais de apatita das rochas estudadas foi possível observar ainda que, em alguns cristais, a presença de alguma quantidade de ETRs como Th, Ce, La e Nd, que normalmente substituem o Ca, no Sítio B.

Tabela 11. Análises químicas e fórmula estrutural de cristais de apatita.

Lâmina	FDS-230	FDS-231					FDS-232					FDS-233A												
Ponto	7	13	22	44	47	62	12	13	40	41	49	76	14	24	59	75	81	11	44	45	46	56	57	62
P ₂ O ₅	41,0	40,8	41,0	41,5	42,2	41,7	41,2	41,2	40,3	40,6	42,2	41,5	42,4	41,5	41,7	41,9	40,8	41,7	41,9	41,9	41,9	40,3	41,9	41,7
SiO ₂	0,0	0,6	0,4	0,6	0,6		1,1	1,1	1,5	1,5	0,0	1,1	0,9	0,9	0,9	0,4	1,3	0,6	0,6		1,7	0,6		
Al ₂ O ₃																					0,9			
FeO																					1,8			
CaO	52,7	53,0	53,0	54,1	54,3	54,1	52,7	53,2	53,9	52,5	53,7	53,0	55,5	53,3	53,2	53,7	52,5	53,0	52,9	53,6	54,3	50,8	52,6	54,3
Na ₂ O	0,3			0,4	0,3													0,2	0,4					
SrO								0,1		0,1												0,4		
ThO ₂						0,4																		
Ce ₂ O ₃	0,4	0,1	0,4			0,2	0,6	0,2		0,8								0,6	0,1		0,1		0,4	
La ₂ O ₃	0,5	0,2				0,2	0,4				0,2							0,1	0,1		0,1		0,2	
Nd ₂ O ₃							0,1			0,1														
F	4,8	4,5	4,8	4,8	4,7	4,7	3,8	4,0	4,3	4,4	3,8	4,5	3,9	4,7	4,7	4,0	4,2	3,8	4,0	4,5	3,5	4,3	4,0	3,9
Cl		0,1								0,1														
Subtotal	99,7	99,4	99,6	101,5	102,1	101,5	99,9	99,8	100,0	100,1	99,9	100,1	102,7	100,3	100,4	100,1	98,7	100,1	100,1	100,0	100,0	99,9	100,1	99,9
O=F,Cl	2,0	1,9	2,0	2,0	2,0	2,0	1,6	1,7	1,8	1,9	1,6	1,9	1,6	2,0	2,0	1,7	1,8	1,6	1,7	1,9	1,5	1,8	1,7	1,6
Total	97,6	97,5	97,6	99,5	100,1	99,5	98,3	98,2	98,2	98,2	98,3	98,2	101,1	98,4	98,5	98,4	97,0	98,5	98,4	98,1	98,5	98,1	98,4	98,3
Cálculo da Fórmula Estrutural com Base em 25 Oxgênios																								
P	6,027	5,969	6,001	5,953	5,901	5,947	5,958	5,955	5,844	5,894	6,073	5,982	5,944	5,988	6,007	6,031	5,949	6,009	6,036	6,072	6,036	5,832	6,041	6,028
Si		0,111	0,074	0,109	0,106		0,182	0,182	0,256	0,257		0,182	0,142	0,146	0,146	0,073	0,221	0,109	0,109			0,292	0,109	
Sítio A	6,027	6,080	6,074	6,061	6,007	5,947	6,140	6,137	6,100	6,151	6,073	6,165	6,086	6,133	6,153	6,103	6,170	6,118	6,145	6,072	6,036	6,124	6,150	6,028
Al																						0,190		
Fe																						0,257		
Ca	9,809	9,821	9,818	9,835	9,616	9,772	9,642	9,714	9,878	9,650	9,794	9,680	9,857	9,739	9,692	9,778	9,685	9,670	9,634	9,820	9,889	9,294	9,590	9,930
Na	0,091			0,133	0,086																			
Sr								0,012		0,012								0,023	0,035				0,035	
Th						0,016																		
Ce	0,022	0,007	0,022			0,014	0,037	0,015		0,052								0,036	0,007		0,007		0,022	
La	0,030	0,015				0,015	0,022			0,015								0,007	0,007				0,015	
Nd							0,007			0,007														
Sítio B	9,952	9,844	9,840	9,968	9,702	9,817	9,708	9,741	9,878	9,720	9,809	9,680	9,857	9,739	9,692	9,778	9,685	9,737	9,684	9,820	9,903	9,741	9,662	9,930
F	2,634	2,460	2,623	2,573	2,457	2,503	2,050	2,157	2,327	2,388	2,045	2,424	2,043	2,534	2,529	2,149	2,288	2,045	2,151	2,434	1,882	2,322	2,152	2,106
Cl		0,029								0,029														
Sítio C	2,634	2,489	2,623	2,573	2,457	2,503	2,050	2,157	2,327	2,418	2,045	2,424	2,043	2,534	2,529	2,149	2,288	2,045	2,151	2,434	1,882	2,322	2,152	2,106
TOTAL	18,613	18,413	18,537	18,602	18,166	18,268	17,898	18,035	18,305	18,290	17,927	18,269	17,985	18,407	18,373	18,030	18,143	17,900	17,980	18,326	17,821	18,188	17,964	18,064

Tabela 11. Análises Químicas e Fórmula Estrutural da Apatita.

	FDS-233A							FDS-233B						
	82	87	99	101	106	110	113	8	56	57	104	109	143	156
P ₂ O ₅	41,5	42,2	42,2	41,0	41,7	41,9	41,7	44,7	44,5	44,7	44,5	45,4	44,2	44,7
SiO ₂	0,9		0,4	0,9	0,9	0,4	0,6		0,6	0,6	0,6	0,6	0,9	0,6
Al ₂ O ₃														
FeO														
CaO	53,6	54,0	53,2	52,9	53,6	53,2	53,2	56,7	57,8	57,2	57,4	57,2	56,5	56,5
Na ₂ O														
SrO			0,2	0,4	0,2		0,4							
ThO ₂														
Ce ₂ O ₃			0,1	0,5	0,1		0,4							
La ₂ O ₃			0,2	0,4										
Nd ₂ O ₃														
F	4,1	3,9	3,7	4,1	3,4	4,3	3,8	3,2	3,2	4,4	3,2	4,2	3,2	3,3
Cl						0,1			0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Subtotal	100,0	100,1	100,1	100,0	99,9	99,9	100,0	104,6	106,2	107,1	105,8	107,5	104,9	105,3
	1,7	1,6	1,6	1,7	1,4	1,8	1,6	1,3	1,4	1,9	1,4	1,8	1,4	1,4
Total	98,3	98,4	98,5	98,3	98,5	98,1	98,4	103,2	104,8	105,2	104,4	105,8	103,5	103,8
Calculo da Fórmula Estrutural com Base em 25 Oxgênios														
P	5,975	6,066	6,055	5,952	5,980	6,055	6,008	6,090	5,919	6,017	5,957	6,054	5,983	6,025
Si	0,146		0,073	0,147	0,145	0,073	0,109		0,101	0,102	0,102	0,101	0,137	0,102
Sítio A	6,121	6,066	6,127	6,099	6,125	6,128	6,117	6,090	6,020	6,119	6,058	6,155	6,120	6,127
Al														
Fe														
Ca	9,770	9,834	9,662	9,713	9,725	9,716	9,693	9,774	9,736	9,753	9,728	9,663	9,678	9,645
Na														
Sr			0,023	0,035	0,023		0,035							
Th														
Ce			0,007	0,029	0,007		0,022							
La			0,015	0,022										
Nd														
Sítio B	9,770	9,834	9,707	9,800	9,755	9,716	9,750	9,774	9,736	9,753	9,728	9,663	9,678	9,645
F	2,206	2,096	1,985	2,222	1,821	2,319	2,045	1,629	1,591	2,213	1,602	2,093	1,617	1,662
Cl						0,029			0,027	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027
Sítio C	2,206	2,096	1,985	2,222	1,821	2,348	2,045	1,629	1,618	2,240	1,628	2,120	1,644	1,689
TOTAL	18,098	17,996	17,819	18,121	17,702	18,192	17,912	17,494	17,374	18,112	17,414	17,938	17,443	17,460

6.9. CONCLUSÕES DA QUÍMICA MINERAL

Com a análise dos dados químicos pontuais dos minerais presentes no SCV pôde-se chegar as seguintes conclusões.

- i. Diopsídio: O clinopiroxênio presente no enclave do SCV foi classificado, de acordo com Mormoto (1988), como diopsídio. Nesse mineral o Al^{3+} substitui o Si no sítio tetraédrico. No sítio Y além de Mg^{2+} , Fe^{2+} e Fe^{3+} , ocorre Al^{3+} que sobra do sítio tetraédrico. E o sítio X é preenchido por Ca, Na, Mn e Fe^{2+} .
- ii. Anfibólio: Os cristais de anfibólio do SCV são cálcicos e podem ser classificados como ferrohornblenda, ferrotschermakita, magnésiohornblenda, tschermakita, ferro-edenita e hastingsita. No enclave ocorre, ainda, actinolita. Na evolução química dos anfibólios do SCV ocorre a entrada de Al^{IV} no sítio tetraédrico, substituindo o Si. Esse fenômeno causa desequilíbrio de carga, que é compensado pelas substituições edenita e tschermakita. As temperaturas calculadas com o geotermômetro de Holland & Blundy (1994) gerou temperaturas entre 705 e 759 °C. Aplicando-se o geobarômetro do Al na hornblenda de Anderson & Smith (1995) determinou-se que as pressões sob as quais as rochas do SCV se cristalizaram estão entre 3,9 e $5,6 \pm 0,6$ Kbar. Essas pressões sugerem que esse magma ainda estava se cristalizando a profundidades que variam entre 13 e 17 km e visto que o corpo encontra-se na superfície, pode-se afirmar que o completo resfriamento ocorreu a profundidades mais rasas.
- iii. Biotita: A mica do SCV é trioctaédrica e foi classificada como biotita, de acordo com Deer *et al.* (1992). Observou-se um enriquecimento em Si e Al^{IV} do centro para borda dos cristais. A posição octaédrica é preenchida por Mg^{2+} , Fe^{2+} , Al^{VI} , Ti^{4+} e em menores quantidades Mn. Ao aplicar os geotermômetros - Ti na biotita - de Luhr *et al.* (1984) e Henry *et al.* (2005), às rochas do SCV, determinou-se temperaturas finais de cristalização entre 594 e 652°C. Utilizando-se diagramas de discriminação de suítes magmáticas de Abdel-Rahman (1994), observou-se que a biotita do SCV está relacionada a suítes orogênicas cálcio-alcalinas.

- iv. Feldspatos: A composição dos cristais de plagioclásio do SCV varia de oligoclásio à andesina (An; 23,5% – 31,8%), com os termos mais cálcicos presentes nas rochas Hornblenda Biotita Quartzo Diorito e Biotita Diorito. O feldspato potássico tem Or entre 90,9% - 95,2% e suas exsoluções albíticas oscilam de Ab (84,5% - 96,7%). É possível observar, também, no feldspato alcalino algum Ba Cn (5,71% e 1,24%). Os feldspatos identificados na encaixante foram o feldspato alcalino e albita Ab (69% - 97,5%).
- v. Epídoto: No SCV foram identificados cristais de epídoto e allanita. Em alguns cristais de epídoto foram observados presença de núcleos de allanita. Esta, por sua vez, é composta principalmente por Ce e La e, de forma subordinada, Nd e Sm. Os teores de pistacita do epídoto do SCV revela que sua origem se dá de duas formas: por processos de alteração do plagioclásio; ou magmático.
- vi. Zircão e Torita: Os cristais de zircão do SCV contêm Th, U, Nb, Al, Fe³⁺ e Hf. No embasamento os cristais de zircão possuem Al, Fe³⁺, Ce, Na, Ca, Th e U. Já na torita, identificada apenas no embasamento, foi encontrado Ti, Al, Ca, P, Ce, Nd e U.
- vii. Apatita: Os cristais de apatita do SCV são ricos em flúor, com teores entre 1,591 e 2,534 (a.p.f.). Normalmente, nas rochas do SCV, o Si aparece substituindo o P no Sítio A. No embasamento, o Na aparece no Sítio B, com valores entre 0,133 e 0,086. Tanto nas rochas do SCV quanto do embasamento ocorre Th, Ce, La e Nd substituindo o Ca, no Sítio B.

CAPÍTULO 7. GEOQUÍMICA

7.1. INTRODUÇÃO

A análise geoquímica de rocha é um meio indispensável para ampliar o entendimento dos processos ígneos que ocorrem durante a evolução magmática. Dessa forma, os dados geoquímicos obtidos nesse estudo foram utilizados para classificar as rochas, identificar as suas afinidades com as séries magmáticas, inferir algumas condições de cristalização e a ambiência tectônica. Essas análises estão apresentadas na tabela 12, que apresenta os dados dos elementos maiores, e na tabela 13, constam os dados dos elementos-traço e alguns parâmetros petrológicos.

Algumas classificações geoquímicas e petrográficas ou somente geoquímicas de granitos propostas na literatura, auxiliaram na caracterização das suas possíveis fontes e ambientes tectônicos. Uma delas é a classificação proposta por Chappel & White (1974), que divide granitos pertencentes ao *Lachlan Fold Belt*, na Austrália, em dois tipos:

i. o Tipo I que é mais sódico, apresenta uma grande variedade no conteúdo de sílica (56-77%), sendo metaluminoso a levemente peraluminoso, geralmente possui hornblenda em sua assembleia mineral e sua possível fonte teria origem ígnea máfica a intermediária;

ii. o Tipo S é menos sódico, tem conteúdo de sílica normalmente mais restrito e alto (64-77%), é peraluminoso, apresenta muscovita e biotita como minerais importantes e sua fonte seria a fusão de rochas metassedimentares.

A classificação proposta por Loiselle & Wones (1979), que denominaram de Tipo A os granitos com alto potássio, alta razão $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$, altos conteúdos de zircônio e HFSE, alcalinos e anidros, enquadrando-os como típicos de ambientes anorogênicos.

Ainda com relação à classificação geoquímica de granitos, Frost *et al.* (2001) utilizam parâmetros como a razão $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO})$ chamado de Fe^* , o MALI (*modified alkali-lime index*) que corresponde a $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$ e o índice de saturação em alumina sobre distintos grupos de granitos Cordilheirianos, Caledonianos e do Tipo A. Dessa forma, utilizando o Fe^* sobre

SiO₂, os autores propuseram a distinção entre granitos ferrosos, mais ricos em Fe, característica de granitos anorogênicos, e granitos magnesianos, mais ricos em Mg, característica de granitos orogênicos. Já o índice MALI proporcionou a distinção de quatro grupos de granitos, os Alcalinos, Alcalino-Cálcicos, Cálcico-Alcalinos e Cálcicos, que descrevem tendências de suítes comagmáticas.

A seguir serão apresentados alguns parâmetros geoquímicos das rochas estudadas, utilizando-se para isso de diagramas de elementos maiores, menores e traço.

Tabela 12. Análises geoquímicas para os elementos maiores e menores representativas de rochas do *Stock Canindé Velho*. Perda ao fogo (LOI).

Amostra	FDS-233B	FDS-233A	FDS-231	FDS-232	FDS-230
Corpo	Autólito	SCV			Encaixante
SiO ₂	53,58	58,38	63,84	64,74	62,57
TiO ₂	1,23	1,22	0,97	0,85	0,84
Al ₂ O ₃	16,95	16,94	15,10	14,98	14,04
Fe ₂ O ₃	9,17	7,92	6,08	5,59	5,04
MnO	0,14	0,11	0,09	0,08	0,09
MgO	4,33	2,54	1,75	1,62	2,33
CaO	7,56	5,40	3,57	3,35	3,48
Cr ₂ O ₃	0,004	0,003	0,003	0,003	0,008
Na ₂ O	3,76	3,96	3,18	3,24	3,68
K ₂ O	1,60	2,29	4,49	4,59	5,88
P ₂ O ₅	0,36	0,36	0,26	0,20	0,67
LOI	1,0	0,6	0,4	0,5	0,8
Total	99,72	99,69	99,70	99,72	99,40

Tabela 13. Análises dos elementos – traço das rochas estudadas e alguns parâmetros geoquímicos.

Amostra	FDS-233B	FDS-233A	FDS-231	FDS-232	FDS-230
Autólito	Enclave	SCV			Encaixante
Ba	614	822	1147	1013	2674
Rb	60,3	103,5	174,7	184,9	230,8
Sr	597,4	482,6	342,7	320,7	1156,9
Y	27,2	37,8	40,2	30,3	27,4
Zr	201,5	485,3	413,9	445,9	460,0
Nb	11,5	17,6	19,7	17,5	22,9
Th	3,8	8,1	14,2	17,1	41,2
Pb	1,5	3,0	6,1	6,6	29,8
Ni	23,3	9,7	6,5	6,6	14,6
Hf	3,8	12,5	10,8	10,2	10,5
Cs	3,1	9,8	4,9	5,8	7,7
Ta	0,4	1,1	1,3	1,1	1,5
Co	31,3	18,5	14,8	12,8	13,8
Zn	54	83	54	45	39
U	1,0	2,6	2,8	4,1	8,1
La	32,3	48,9	58,4	48,3	99,0
Ce	68,5	113,3	115,7	93,3	190,5
Pr	8,34	13,60	13,70	10,57	20,70
Nd	33,0	51,7	52,5	38,4	76,0
Sm	6,72	10,29	9,76	6,75	13,98
Eu	1,63	1,87	1,63	1,15	2,92
Gd	5,73	7,99	8,23	6,11	9,32
Tb	0,95	1,29	1,26	0,97	1,26
Dy	5,22	7,77	6,43	5,46	5,61
Ho	1,11	1,50	1,47	1,21	0,90
Er	2,71	4,25	4,58	3,27	2,05
Tm	0,43	0,57	0,68	0,47	0,36
Yb	2,70	4,11	3,88	2,97	2,07
Lu	0,49	0,60	0,63	0,48	0,29
Total	1803,93	2364,84	2532,45	2341,01	5163,16
La _N /Yb _N	7,98	7,93	10,03	10,84	31,88
Eu/Eu*	0,81	0,63	0,56	0,55	0,79

A razão La_N/Yb_N e Eu/Eu foi normalizada pelo condrito de Nakamura (1974).

7.2. ELEMENTOS MAIORES

Observou-se pelas análises geoquímicas das rochas do SCV que elas apresentam teores de SiO_2 variando entre 53,6% e 64,7%. Na encaixante esse valor é de 62,6%.

Os teores de Al_2O_3 estão entre 15% e 16,9%. O CaO varia de 3,3% a 7,5%. O Na_2O tem uma variação restrita, entre 3,2% e 3,9%. E o K_2O possui teores de 1,6% a 4,6%.

O $\text{FeO}_{\text{total}}$ varia de 5,6% a 9,2%. Já o MgO tem teores baixos entre 1,6% e 4,3%. O TiO_2 oscila entre 0,8% e 1,2%, o MnO entre 0,08% e 0,14% e o P_2O_5 entre 0,2% e 0,4%.

No enclave, os valores de TiO_2 , FeO , MgO e CaO são sempre maiores que as demais rochas do SCV. Esse fato se deve pelo maior conteúdo de minerais ferromagnesianos, como diopsídio, hornblenda, ilmenita, titanita e magnetita.

Aplicando os parâmetros de Shand (1943), nota-se que as rochas do SCV se posicionam no campo metaluminoso (Fig. 25). A soma dos álcalis ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) varia de 5,36% a 7,83%. Lançando esses valores no diagrama Total Álcalis *versus* Sílica (Fig. 26A), é possível observar que as rochas têm afinidade subalcalina, estando próximas ao limite estabelecido por Miyashiro (1975) para as rochas alcalinas. Ainda é possível observar que as rochas, nesse diagrama, preservam um alinhamento no sentido do aumento dos álcalis com o aumento da sílica.

No diagrama da figura 26B, as rochas do SCV alocam-se no campo das séries cálcio-alcalina de alto potássio e shoshonítica, e essas amostras também se mostram alinhadas entre si.

As características descritas nos diagramas da figura 26 A e B indicam tanto cogeneticidade, quanto que fases minerais ricas em Na e K, como o feldspato alcalino e a biotita são de cristalização tardia.

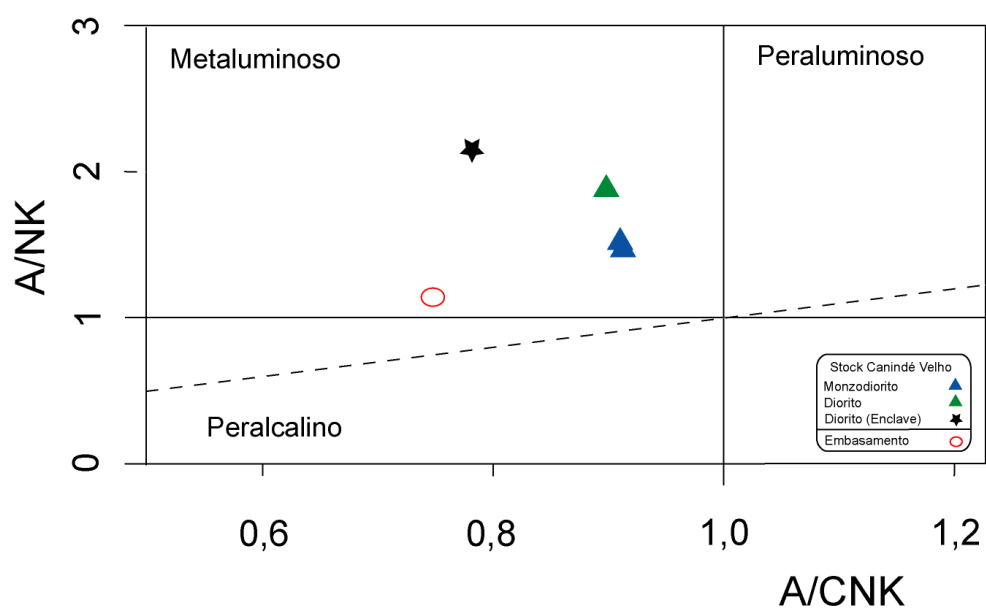


Figura 25. Diagrama (A/NK - $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) versus (A/CNK - $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), com os parâmetros de Shand (1943). Stock: (Triângulo azul: Biotita Hornblenda Quartzo Monzodiorito; Triângulo verde: Hornblenda Biotita Quartzo Diorito; Estrela preta: Biotita Diorito). Embasamento: (Círculo vermelho: Hornblenda Alkali-feldspato Sienito Porfírico).

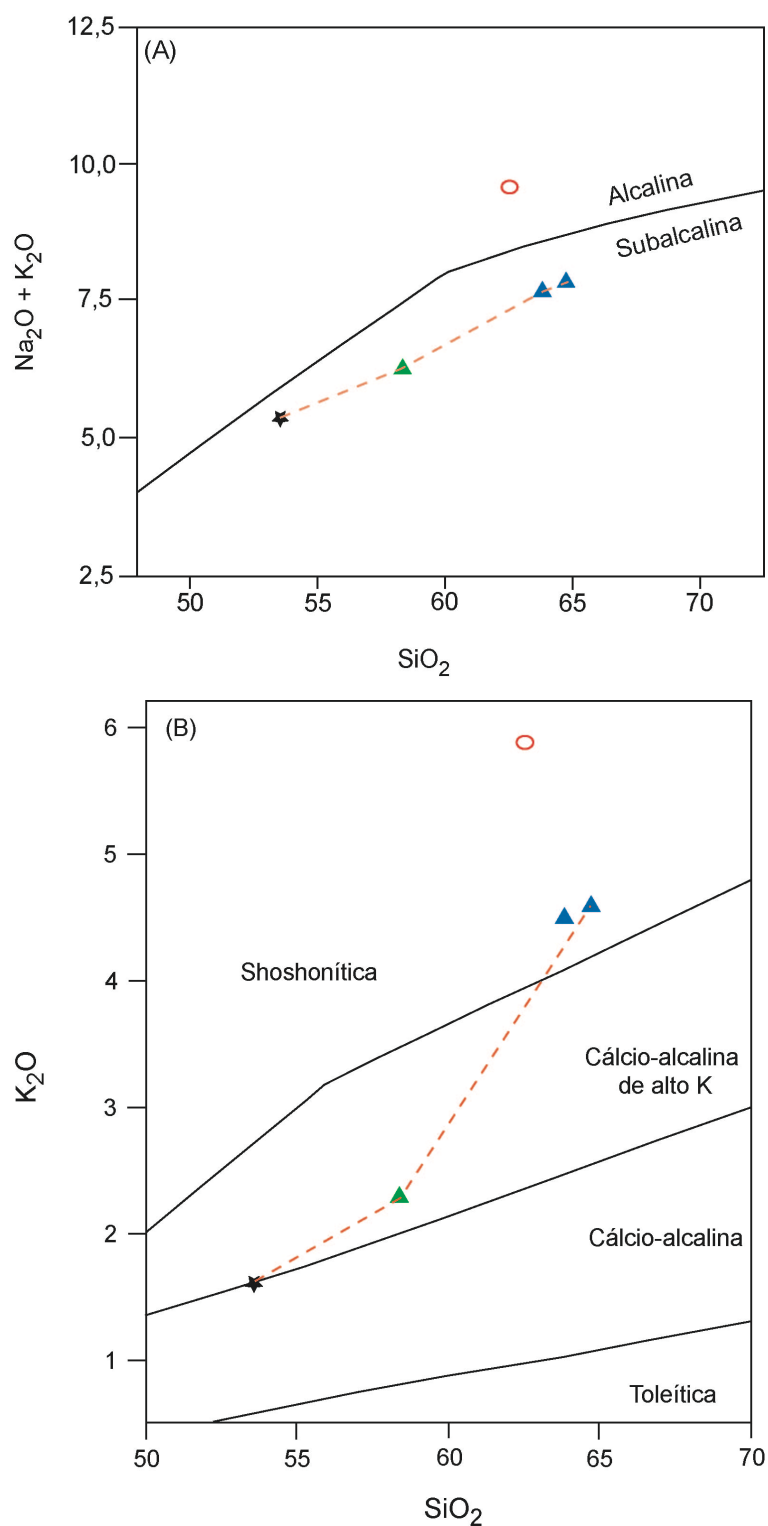


Figura 26. Diagrama TAS [$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2] com o limite das rochas alcalinas e subalcalinas de Miyashiro (1975) (A). Diagrama K_2O versus SiO_2 aplicado a rochas subalcalinas de Peccerillo & Taylor (1976) (B). *Stock*: (Triângulo azul: Biotita Hornblenda Quartzo Monzodiorito; Triângulo verde: Hornblenda Biotita Quartzo Diorito; Estrela preta: Biotita Diorito). *Embasamento*: (Circulo vermelho: Hornblenda Álcali-feldspato Sienito Porfíritico).

Nos diagramas de variação de Harker, para os elementos maiores (Fig. 27), é possível observar que os óxidos de Fe, Mg, Ca, Ti, Al, Mn e P tendem a se empobrecer com a evolução. Esse comportamento pode ser o reflexo do fracionamento de fases minerais precoces, como magnetita, ilmenita, apatita, clinopiroxênio, bem como de hornblenda e plagioclásio. Ademais, o alinhamento dessas rochas indica que elas são cogenéticas.

De acordo com o diagrama Fe* de Frost *et al.* (2001) (Fig. 28A), as rochas do SCV encontram-se no campo dos Granitos Magnesianos, próximo ao limite com os Granitos Ferrosos. Essa proximidade com o limite do campo dos Granitos ferrosos, típicos de ambiente anorogênico, pode indicar um estágio pós-tectônico, onde a influência da orogenia sobre a composição das rochas é menor. Já no diagrama MALI de Frost *et al.* (2001) (Fig. 28B), as rochas do SCV mostram-se alinhadas e ocupam os campos Cálculo-Alcalino e Alcalino-Cálculo, indicando cogeneticidade.

7.3. ELEMENTOS-TRAÇO

Os elementos-traço das rochas graníticas são importantes, pois suas concentrações são muito mais sensíveis aos processos formadores de rocha que as dos elementos maiores. Portanto, refletem processos que não podem ser inferidos apenas com a análise dos elementos maiores.

Nas rochas do SCV os teores de Ba são altos, entre 614 e 1147 ppm, o Rb está entre 60 e 185 ppm e o Sr apresenta valores entre 320 e 597 ppm. No embasamento álcali-feldspato sienítico, esses elementos ocorrem em maior quantidade (Ba – 2674; Rb – 230; Sr – 1156). Esse fato pode ser explicado pela presença de fases minerais como feldspato alcalino e biotita. O Y, Zr, Nb e Th nas rochas do SCV variam de 27 a 40, 201 a 485, 11 a 19 e 4 a 17 ppm, respectivamente.

Em diagramas de variação de Harker para elementos traço, (Fig. 29) o Ba e o Rb mostram uma correlação positiva, no sentido do aumento da concentração desses elementos com o aumento da sílica, indicando a cristalização tardia de minerais como feldspato alcalino e biotita.

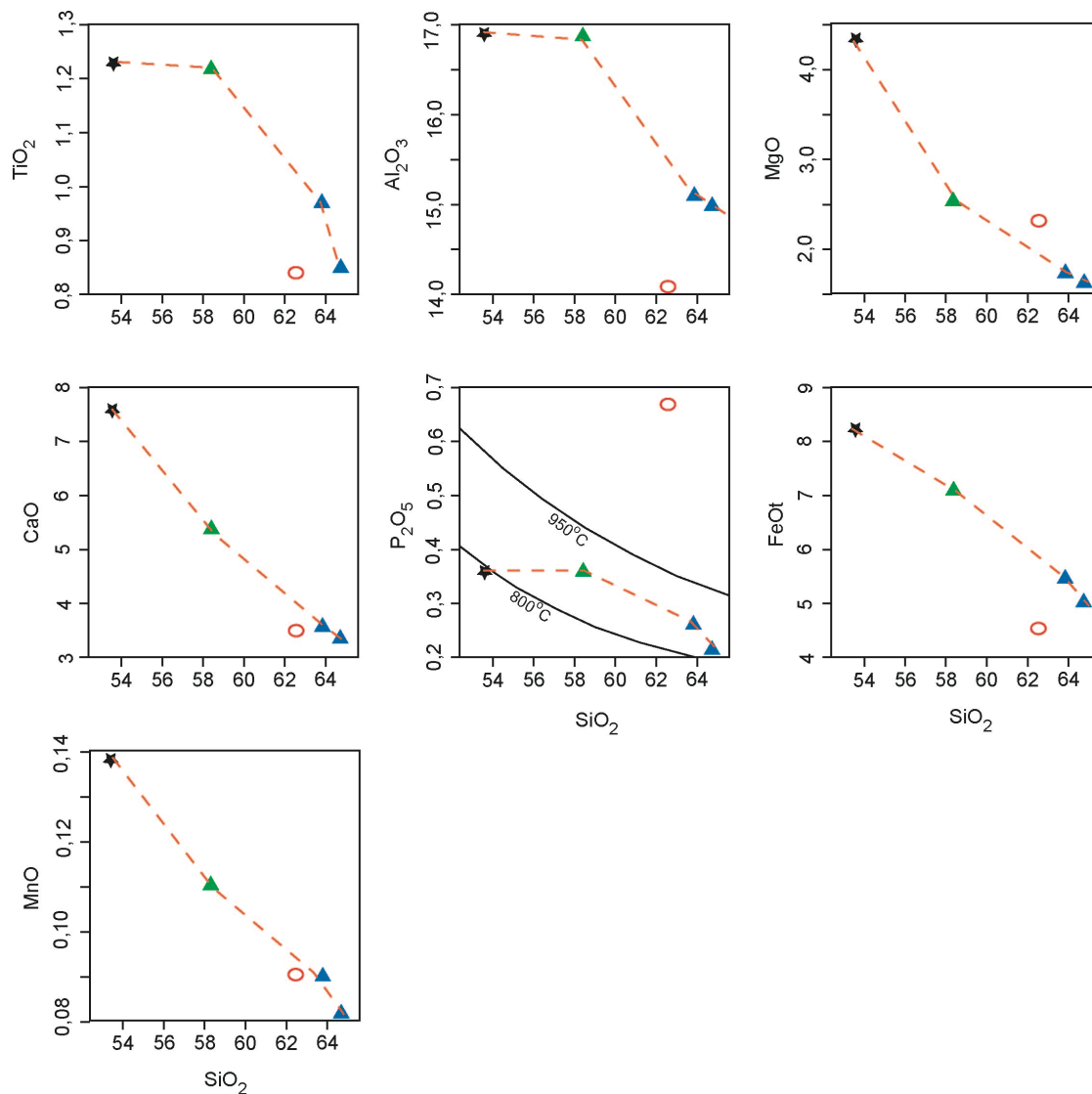


Figura 27. Diagramas de Harker para elementos maiores. As curvas de temperatura no diagrama do fósforo são de Green & Watson (1982). *Stock*: (Triângulo azul: Biotita Hornblenda Quartzo Monzodiorito; Triângulo verde: Hornblenda Biotita Quartzo Diorito; Estrela preta: Biotita Diorito). *Embasamento*: (Circulo vazio: Hornblenda Álcali-feldspato Sienito Porfirítico).

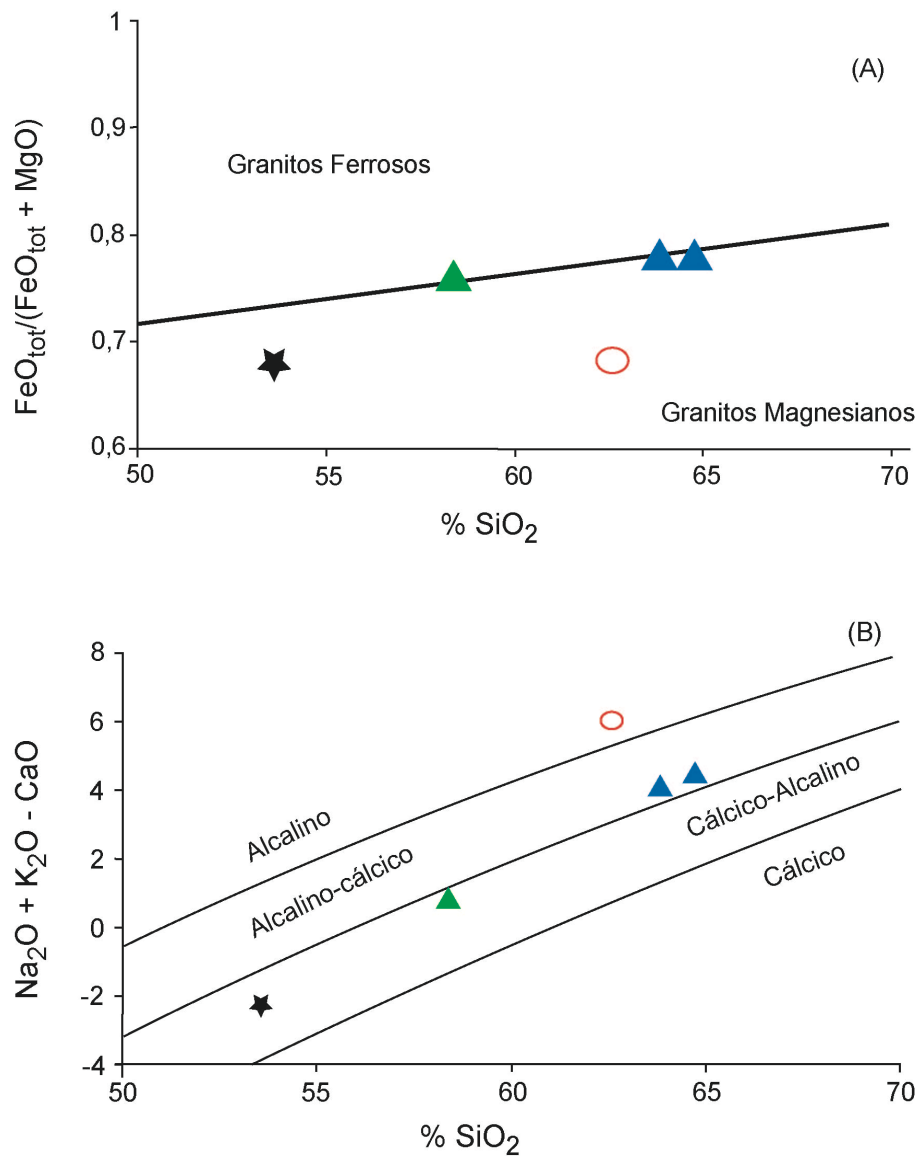


Figura 28. Diagramas de Frost *et al.* (2001): (A) Diagrama Fe^* [$\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}} + \text{MgO})$] sobre SiO_2 . (B) Diagrama MALI ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$) sobre SiO_2 . *Stock*: (Triângulo azul: Biotita Hornblenda Quartzo Monzodiorito; Triângulo verde: Hornblenda Biotita Quartzo Diorito; Estrela preta: Biotita Diorito). *Embasamento*: (Círculo vazio: Hornblenda Alkali-feldspato Sienito Porfíritico).

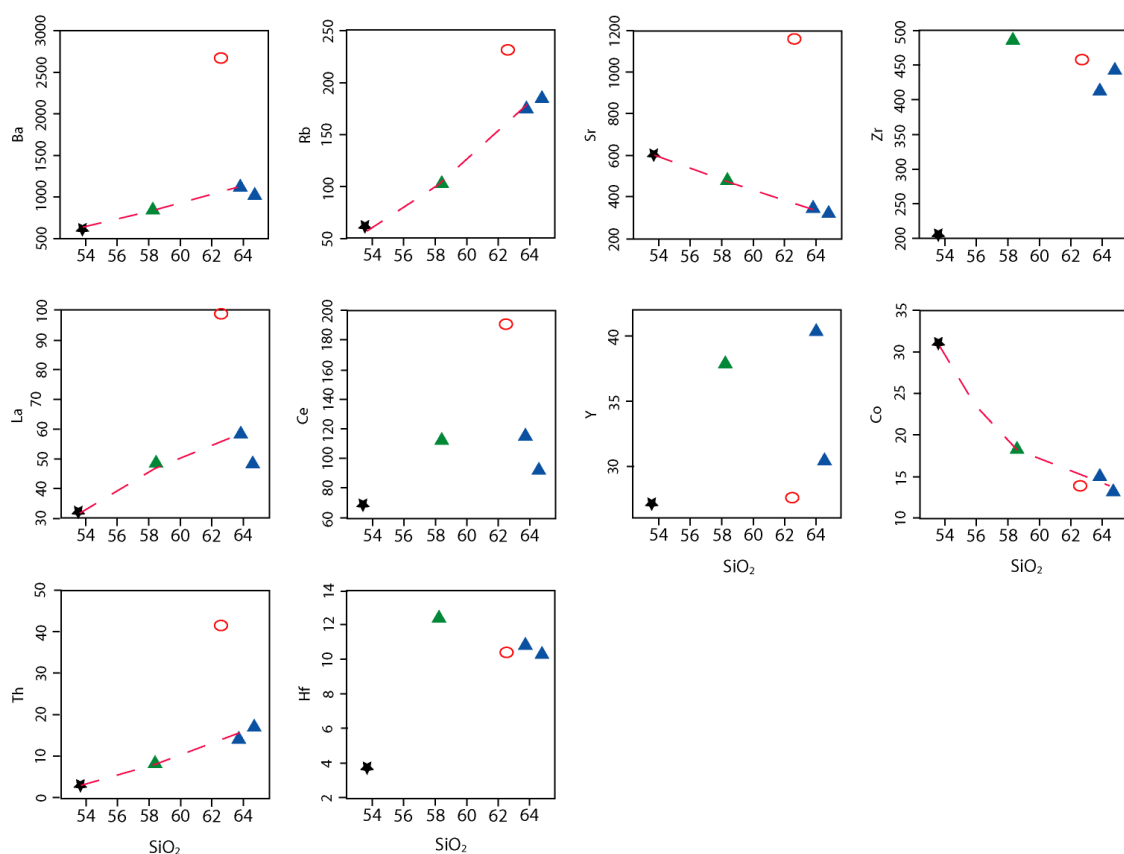


Figura 29. Diagramas de Harker para elementos traço. Stock: (Triângulo azul: Biotita Hornblenda Quartzo Monzodiorito; Triângulo verde: Hornblenda Biotita Quartzo Diorito; Estrela preta: Biotita Diorito). Embasamento: (Circulo vazio: Hornblenda Alkali-feldspato Sienito Porfirítico).

O Th, Y e Hf, com os dois últimos apresentando-se dispersos, também apresentam aumento com a diferenciação. Sr e Co exibem uma correlação negativa, sugerindo o fracionamento de fases minerais como plagioclásio e minerais opacos, respectivamente. Alguns ETR leves como La e Ce descrevem um enriquecimento com a evolução.

Em diagramas multielementares do tipo *spider*, normalizados para o manto primitivo de McDonough & Sun (1995), foi possível notar as seguintes características: enriquecimento em LILE (Ce, Rb, Ba), anomalias negativas de Nb e Ta, característica essa de ambientes orogênicos, bem como anomalias negativas de P e Ti, o que pode indicar avançado grau de cristalização fracionada de minerais como apatita e óxidos de Fe e Ti (Fig. 30A); o enriquecimento em ETR leves em relação aos pesados, a anomalia negativa de Eu, o que indica fracionamento de plagioclásio, o padrão subparalelo do gráfico, indicativo de cogeneticidade, leva a crer que houve pouca influência de fonte externa na evolução dessas rochas (Fig. 30B). Foram alocados também, no canto superior direito das imagens, diagramas multielementares com os dados de granitos cordilheiranos de Serra Nevada, Califórnia (Gill 2010), mostrando que o padrão geoquímico das rochas do SCV é semelhante ao de rochas de ambientes orogênicos.

Ainda em se tratando de ambiência tectônica, uma importante ferramenta utilizada para classificação de rochas são os diagramas de Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996). Esses diagramas empregam elementos traço, como Rb, Y, Ta e Nb, para discriminar os ambientes tectônicos de formação de granitos, são eles: Granitos sin-colisionais (GSC); Granitos de arco-vulcânico (GAV); Granitos intraplaca (GIP); Granitos de cadeias oceânicas (GCO). Dessa forma, no diagrama Rb *versus* Y + Nb (Fig. 31), as rochas do SCV se localizam no campo dos granitos de arco vulcânico, próximo ao limite com o campo dos granitos intraplaca e dentro do campo dos granitos pós-colisionais de Pearce (1996).

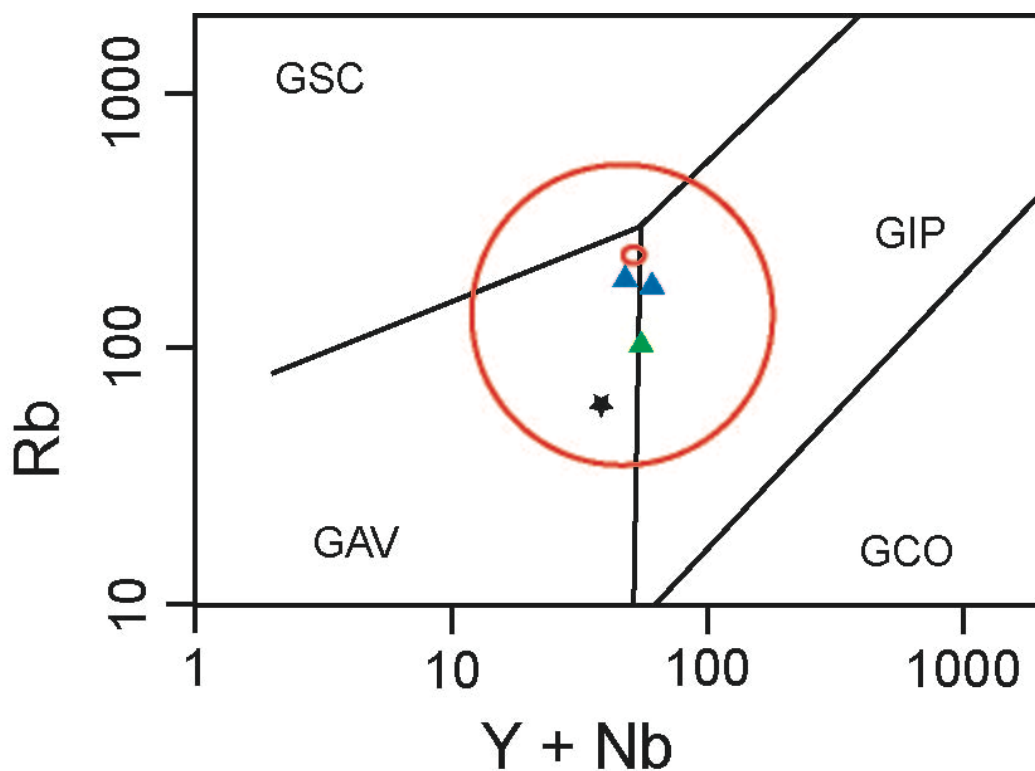


Figura 31. Diagrama (Rb *versus* Y + Nb) de classificação tectônica de Pearce *et al.* (1984), com o campo dos granitos pós-colisionais de Pearce (1996). Granitos sin-colisionais (GSC); Granitos de arco-vulcânico (GAV); Granitos intraplaca (GIP); Granitos de cadeias oceânicas (GCO). *Stock*: (Triângulo azul: Biotita Hornblenda Quartzo Monzodiorito; Triângulo verde: Hornblenda Biotita Quartzo Diorito; Estrela preta: Biotita Diorito). Embasamento: (Círculo vazio: Hornblenda Álcali-feldspato Sienito Porfíritico).

7.4. TEMPERATURA DE CRISTALIZAÇÃO

Optou-se por utilizar o geotermômetro do zircão, que leva em conta a saturação de Zr na rocha como sendo uma função da temperatura. Watson & Harrison (1983) propuseram um modelo baseado em experimentos hidrotermais, que define o comportamento da saturação de zircão em fundidos crustais, como sendo uma função da temperatura e da composição. Mais tarde, Watson & Harrison (1984) definem o comportamento da saturação de Zr como sendo função da temperatura. Dessa forma, Watson (1987) determinou uma equação para o cálculo da temperatura de cristalização do zircão, baseando-se na saturação de Zr no magma, que pode ser escrita como:

$$T(^{\circ}\text{C}) = -273 + [12900 / (17,18 - \text{LnZr})]$$

As temperaturas determinadas através da aplicação desse geotermômetro estão dispostas na tabela 14. As rochas do SCV apresentaram temperaturas entre 813 e 900 °C e no embasamento, a temperatura foi de 894 °C. Como o zircão é um mineral precoce, admite-se que essas temperaturas sejam atribuídas ao início da cristalização da rocha.

As amostras do SCV foram igualmente alocadas no diagrama de variação referente ao fósforo (Fig. 27), admitindo-se uma pressão de 7,5 kbar, de Green & Watson (1982). Os dados químicos ficaram posicionados entre as curvas de 800° e 950°C, indicando que as temperaturas de cristalização da apatita, que também é um mineral de cristalização precoce, são próximas as do zircão.

Tabela 14. Temperaturas de saturação em Zr para as rochas do SCV adquiridas através da equação de Watson (1987). HASP – álcali-feldspato sienito porfirítico; BHQM – biotita hornblenda quartzo monzodiorito; HBQD – hornblenda biotita quartzo diorito; BD – biotita diorito.

Fácies	Amostra	Zr (ppm)	T(°C)
HASP	FDS-230	460,0	894,5
BHQM	FDS-231	413,9	883,5
BHQM	FDS-232	445,9	891,3
HBQD	FDS-233A	485,3	900,2
BD	FDS-233B	201,5	813,4

7.5. CONCLUSÕES DA GEOQUÍMICA

Com as análises geoquímicas das rochas do *Stock* Canindé Velho, observou-se alguns aspectos que merecem destaque:

- i. As rochas do SCV têm composição intermediária, com os menores teores de SiO_2 ocorrendo no enclave, o que pode indicar o processo de evolução magmática por cristalização fracionada. As rochas são metaluminosas, subalcalinas e possuem afinidade com as séries cálcio-alcalina de alto potássio e shoshonítica;
- ii. O constante alinhamento das amostras em diagramas geoquímicos pode sugerir cogenetividade e pouca influência de fontes externas. Dessa forma, pode-se afirmar que o enclave é de fato um autólito. Nos diagramas de Harker, para os elementos maiores, foi observada a correlação negativa dos óxidos de Ti, Mg, Fe, Ca, P, Al e Mn, com a SiO_2 , isso indica o fracionamento de fases minerais como plagioclásio (Al, Ca), ilmenita (Ti), magnetita (Fe), diopsídio e hornblenda (Fe, Mg, Ca, Mn), e apatita (P);
- iii. De acordo com a classificação de Frost *et al.* (2001), as rochas do SCV são granitos magnesianos e Cálcico-Alcalino e Alcalino-Cálcico. Além de terem características dos granitos Tipo I de Chappel & White (1974), portanto seriam produtos de uma fonte ígnea de composição máfica à intermediária;
- iv. As rochas do SCV têm teores de Ba entre 614 e 1147 ppm, o Rb entre 60 e 185 ppm e Sr entre 320 e 597 ppm. E o Y, Zr, Nb e Th variam de 27 a 40 ppm, 201 a 485 ppm, 11 a 19 ppm e 4 a 17 ppm, respectivamente. Nos diagramas de Harker, para elementos traço, o Ba e o Rb mostram uma correlação positiva com a SiO_2 , indicando a cristalização tardia de minerais como feldspato alcalino e biotita. Já a correlação negativa de Sr e Co sugere o fracionamento de plagioclásio e minerais opacos, respectivamente;

- v. Em diagramas multielementares, do tipo *spider*, há enriquecimento em LILE e características que indicam fracionamento de plagioclásio, apatita e óxidos de Fe e Ti, bem como feições marcantes de rochas associadas a ambientes orogênicos;
- vi. Nos diagramas de Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996), as rochas do SCV se localizam no campo dos granitos de arco vulcânico dentro do campo dos granitos pós-colisionais;
- vii. Utilizando-se os geotermômetros do Zr e do P, foram calculadas temperaturas entre 800 e 950°C, sendo consideradas como as temperaturas onde se deram o início da cristalização;

CAPÍTULO 8. IDADE DO STOCK CANINDÉ VELHO

8.1. INTRODUÇÃO

As rochas do *Stock* Canindé Velho foram datadas pelo método U-Pb SHRIMP em zircão. Essa datação foi realizada no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

A amostra representativa FDS-233B (autólito), que corresponde a Biotita Diorito e provavelmente à rocha mais precoce, foi selecionada para obtenção da idade absoluta do SCV. A sua localização na área pode ser feita através da coordenada UTM (24 L), Datum SAD 69 (631517/8936028).

8.2. RESULTADOS

Os dados obtidos de nove cristais de zircão representativos do SCV forneceram uma idade de $640,0 \pm 4,3$ Ma (MSWD= 0,14), como apresentado na tabela 15 e figura 32.

Com as idades obtidas foi possível posicionar o magmatismo que gerou as rochas do SCV, no Período Criogeniano. Além disso, levando em consideração, tanto as texturas ígneas, quanto as características geoquímicas, pode-se inferir que esse magmatismo está associado a ambientes orogênicos e sua colocação é tardia a pós-tectônica.

Alguns conjuntos litológicos do Domínio Canindé foram datados por U-Pb (Nascimento 2005; Oliveira *et al.* 2010, 2015): Suíte Gabróica de Canindé (701 ± 8 Ma), Unidade Gentileza (688 ± 6 Ma), Granito Curralinho (684 ± 7 Ma), Granito Boa Esperança (641 ± 5 Ma), Monzodiorito Lajedinho (634 ± 10 Ma e 619 ± 3 Ma), Monzogranito de Curituba (617 ± 7 Ma) e Stock Serra do Brejo (624 ± 5 Ma).

A idade do SVC mostra-se correlacionável à do Monzodiorito Lajedinho, que é apresentada por Nascimento (2005) e a do Granito de Boa Esperança (Oliveira *et al.* 2010).

Tabela 15. Dados de U-Pb SHRIMP para os cristais de zircão do *Stock Canindé Velho*.

Spot	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Idade (Ma) 1σ		Discordância (%)
				$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1.1	379	355	0,97	638	675	6
2.1	468	451	1,00	643	661	3
3.1	316	265	0,87	641	633	-1
3.2	299	254	0,88	639	663	4
4.1	755	1095	1,50	644	638	-1
4.2	243	225	0,96	633	665	5
5.1	376	366	1,00	637	636	0
6.1	477	587	1,27	635	618	-3
6.2	190	155	0,85	623	614	-2
7.1	167	131	0,81	635	639	1
8.1	571	794	1,44	648	641	-1
9.1	567	666	1,22	645	628	-3

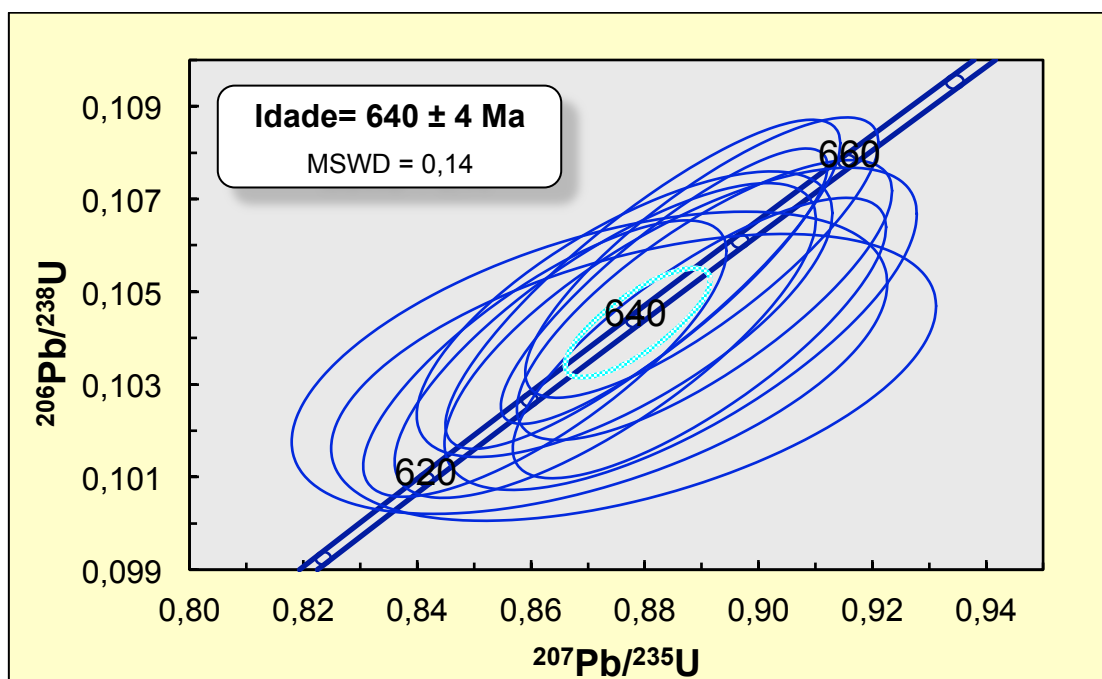


Figura 32. Concórdia U-Pb para os cristais de zircão da amostra FDS-233B.

Silva Filho *et al.* (2013) baseado em dados geocronológicos de U-Pb_{zircão} de seis corpos graníticos sincrônicos a pós-colisionais e sin-transcorrentes, da Província Peranambuco-Alagoas (PEAL), estabelece a existência de dois grupos de granitos. Os mais velhos que 600 Ma (Água Branca – 624 Ma, Serra da Caiçara – 616 Ma e Serra do Catú – 613 Ma), que têm idades modelos entre 1,5 a 1,2 Ga. E os mais recentes com idades de 590 Ma (Correntes – 593 Ma, Cachoeirinha – 587 Ma e Viçosa – 580 Ma), com idades modelos variando de 2,2 a 1,7 Ga. Esses autores fazem uma associação entre a geração destes granitos com a colisão do PEAL e a geração do Sistema Orogênico Sergipano. Estes autores chamam a atenção, que não existe registro no SOS de magmatismo granítico alto-K mais velho que 600 Ma.

Oliveira *et al.* (2015) constitui o trabalho mais recente, que aborda a evolução do SOS com base em novos dados geocronológicos de granitos e discute os pré-existentes. Estes autores propõem dois intervalos de colocação de granitos no SOS: (i) entre 630-618 Ma, que ocorrerem nos domínios Canindé, Marancó e Poço Redondo - 631 ± 4 Ma (Sítios Novos), 623 ± 7 Ma (Poço Redondo), 619 ± 3 Ma (Lajedinho) e 618 ± 3 Ma (Queimada Grande) - e (ii) 590-570 Ma exclusivos do Domínio Macururé.

A assinatura geoquímica e idade apresentada para o SCV (640 Ma) mostram que no SOS existe magmatismo granítico alto-K mais velho que 600 Ma e que o intervalo de colocação de corpos graníticos deva ser maior que o proposto por Oliveira *et al.* (2015).

CAPÍTULO 9. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A interação dos dados obtidos nesse estudo permitiu estabelecer as seguintes considerações finais sobre a geologia, petrografia, química mineral, idade e geoquímica do *Stock Canindé Velho*.

- i. O SCV, localizado no Domínio Canindé do Sistema Orogênico Sergipano, é uma intrusão monzodiorítica encaixada em um álcali-feldspato sienítico porfirítico. As rochas desse stock têm coloração cinza e a granulação varia de média a grossa. Apesar de dominar texturas equigranulares e isotrópicas, podem ocorrer em alguns afloramentos fenocristais de feldspato alcalino espaçados, os quais apresentam alinhamento juntamente com cristais de plagioclásio e hornblenda por fluxo magmático. As rochas deste stock guardam dois tipos de enclaves máficos, sendo um microgranular e outro autólito de composição diorítica e granulação média a grossa.
- ii. O estudo petrográfico identificou a presença de três tipos de rochas, a saber: Biotita Hornblenda Quartzo Monzodiorito, Hornblenda Biotita Quartzo Diorito e Biotita Diorito, esta última referente ao enclave. Os principais minerais máficos são hornblenda e biotita. Os padrões texturais ígneos revelaram que o SCV não foi atingido por tensões significativas ou evento metamórfico. Os processos magmáticos são responsáveis pela desestabilização do diopsídio gerando, em parte, hornblenda. A sequência de cristalização é: os primeiros minerais a se cristalizarem são apatita, o zircão, os minerais opacos e o primeiro grupo epidoto, seguidos do diopsídio. Em seguida hornblenda e plagioclásio; por último a biotita, feldspato alcalino e quartzo. No estágio pós-magmático formam-se a titanita, através da desestabilização de minerais opacos (ilmenita) e o segundo grupo de epidoto e carbonato por processos de desestabilização do plagioclásio e biotita.
- iii. O estudo mineraloquímico permitiu: identificar que o piroxênio que ocorre no SCV é diopsídio; os anfibólios são ferrohornblenda, ferrotschermakita, magnésiohornblenda, tschermakita, ferro-edenita, hastingsita e actinolita; a mica é biotita; os feldspatos encontrados foram oligoclásio, andesina, ortoclásio e albita, no embasamento álcali-feldspato sienítico; o teor de pistacita do epidoto comprovou que, como observado na petrografia, os cristais de epidoto têm origem magmática ou podem ser produtos de desestabilização do plagioclásio; o zircão e a torita podem conter alguma quantidade de certos ETRs como Ce, Hf, Nd e U; a apatita é rica em flúor e contém ETRs como Th, Ce, La e Nd.

- iv. As rochas do SCV têm composição intermediária. Elas são metaluminosas, subalcalinas e apresentam afinidade com as séries cálcio-alcalina de alto potássio e shoshonítica. O alinhamento das amostras em diagramas de variação do tipo Harker evidencia que as rochas do SCV são cogenéticas. Anomalias negativas de Sr, P e Ti em diagramas multi-elementares sugerem o fracionamento das fases minerais plagioclásio, apatita e ilmenita durante a sua evolução. Os padrões apresentados por elementos como K e Ba revelam também a cristalização tardia de minerais como biotita e feldspato alcalino. O SCV é classificado como granito do Tipo I e por isso seria produto da fusão de uma fonte ígnea máfica ou intermediária.
- v. A geotermometria permitiu inferir algumas temperaturas: os dois geotermômetros, que utilizam as saturações de Zr e P em rocha total, forneceram temperaturas em torno de 800 e 950°C. Estas temperaturas podem ser atribuídas ao início da cristalização, pois estão no intervalo, onde a maioria dos magmas graníticos começa a cristalizar. O geotermômetro do Ti na biotita estabeleceu temperaturas em torno de 594°C e 652°C, interpretadas como temperaturas tardias de cristalização.
- vi. A aplicação do geobarômetro do Al na hornblenda pode sugerir que essas rochas se ainda estavam se cristalizando a pressões entre 3,9 e 5,6 kbar. Esses valores são típicos de profundidades em torno de 13 a 17 km. Visto que o corpo encontra-se na superfície, pode-se afirmar que a cristalização completa dessas rochas deva ter ocorrido em profundidades mais rasas.
- vii. Os resultados dos estudos de geoquímica e de química mineral, mais precisamente na biotita, indicam que os magmas que geraram as rochas do SCV se formaram em ambientes associados orogênicos. No entanto, em um estágio tardio, onde a influência orogênica já não era dominante.
- viii. A idade obtida através do método U-Pb SHRIMP em zircão para o SCV foi de 640 ± 4 Ma, posicionando o magmatismo que gerou as rochas do SCV no Período Criogeniano. E admitindo que sua colocação seja tardia em relação ao último evento orogênico ocorrido no SOS.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdel-Rahman A.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, **35**:525-541.
- Allard G.O. 1969. The Propriá Geosyncline, a key tectonic element in the continental drift puzzle of the South Atlantic. *Anais do XXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, 47-59.
- Almeida F.F.M., Brito Neves B.B., Fuck R. 1977. A. Províncias estruturais brasileiras. *In*: Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, Atas, Boletim **8**:363-391.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves, B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: An introduction. *Earth Science Review*, **17**:1-29.
- Anderson J.L. & Smith D.R. 1995. The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, **80**:549– 559.
- Araújo M.N.C. & Oliveira E.P. 2004. Zonas de cisalhamento da Faixa Sergipana: uma história de soerguimento ao longo de limites de terrenos denunciada pela geocronologia ⁴⁰Ar-³⁹Ar. *In*: SBG, Simpósio 40 anos de Geocronologia no Brasil. IGc-USP, Boletim de Resumos, p.72.
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.). 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, Brasília, Brasil, 692p.
- Brito M.F.L., Silva Filho A.F., Guimarães I.P. 2009. Caracterização geoquímica e isotópica do batólito Serra do Catu e sua evolução da interface dos domínios Sergipano e Pernambuco-Alagoas, Província Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**(2):324-337.
- Brito Neves B.B. 1975. Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 198p.
- Brito Neves B.B., Passarelli C.R., Basei M.A.S., Santos E.J. 2003. Idades U-Pb em Zircão de Alguns Granitos Clássicos da Província Borborema. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo. **3**:25-38.
- Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. *In*: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds) Tectonic evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil, 151–182.
- Brito Neves B.B., Sial A.N., Albuquerque J.P.T. 1977. Vergência centrífuga residual no Sistema de Dobramentos Sergipano. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**:102–114.
- Bueno J.F. 2008. Geoquímica e Geocronologia de alojamento de granitos colisionais na faixa sergipana, nordeste do Brasil. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, SP, 126p.
- Bueno J.F., Oliveira E.P., Mcnaughton N.J., Laux J.H. 2009. U-Pb dating of granites in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE-Brazil: Implications for the timing and duration of continental collision and extrusion tectonics in the Borborema Province. *Gondwana Research*, **15**:86-97.
- Carvalho M.J. 2005. Evolução Tectônica do Domínio Marancó-Poço Redondo: Registro das Orogêneses Cariris Velhos e Brasileira na Faixa Sergipana, NE do Brasil. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas SP, 202p.

- Chappell B. W. & White A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* **8**:173–174.
- Conceição J.A., Oliveiras A.C.S., Silva C.C., Lisboa V.A., Conceição H., Rosa M.L.S. 2012. Caracterização Geológica, Petrográfica e Geoquímica do Maciço Granítico Glória Sul, Domínio Macururé, Faixa de Dobramentos Sergipana. *Caderno de Geociências da UFBA*. **9**:13-22.
- D'el-Rey Silva L.J.H. 1992. Tectonic evolution of the southern part of the Sergipano Fold Belt, northeastern Brazil. Tese de doutorado, Royal Holloway University London, London, 257p.
- D'el-Rey Silva L.J.H. 1995. Tectonic evolution of the Sergipano Belt, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**:315–332.
- Davison I. & Santos R.A. 1989. Tectonic Evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*, **45**:319-342.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1978. Minerais Constituintes das rochas: uma introdução. Longman, Green and Co., Ltd, London, 558p.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., 1992. An Introduction to the Rock Forming Minerals, 2nd ed., Pearson Education, London, 696pg.
- Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V., Valente C.R., Perrotta M.M., Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M. e Gonçalves J.H. (eds.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, Brasília, Brasil, 692p.
- Droop G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, **51**:431-435.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, **42**(11):2033-2048.
- Gava A., Nascimento D.A., Vidal J.L.B., Ghignone J.I., Oliveira E.P., Santiago Filho A.L., Teixeira W. 1983. Geologia. In: Projeto RADAM BRASIL: folha SC.24/25, Aracaju-Recife. Rio de Janeiro, (Levantamentos de Recursos Naturais, 30). 852 p.
- Gentil T.F.C. 2013. Petrologia e Geoquímica do Batólito Shoshonítico Serra do Brejo no Domínio Poço Redondo, Faixa Sergipana (sul da Província Borborema). Tese de mestrado. Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão, 94p.
- Gill R. 2010. Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide. Wiley-Blackwell, Chichester, UK, 428p.
- Green T.H. & Watson E.B. 1982. Crystallization of Apatite in Natural Magmas Under High Pressure, Hydrous Conditions, with Particular Reference to 'Orogenic' Rock Series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **79**:96-105.
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, **90**:316-328.

- Holland T.J.B. & Blundy J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**:433-447.
- Humphrey L. & Allard G.O. 1969. Geologia da área do domo de Itabaiana (SE) e sua relação com a geologia do geossinclinal de Propriá. Rio de Janeiro. Relatório PETROBRÁS, 104p.
- Janoušek, V., Erban, V., Farrow, C. M. 2008. Geochemical Data Toolkit for Windows (GCDkit) 3.00 [Programa de computador]. Republica Tcheca. Disponível em: <http://www.gcdkit.org/>.
- Kerr P.F. 1977. Optical mineralogy. McGraw Hill Inc., New York, EUA, 1st edition, 492 p.
- Le Maître RW, Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Wooley A.R. 2002. Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Londres: Cambridge, 236 p.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, **35**:219-246.
- Lisboa V.A., Oliveira A.C.S., Silva C.C., Conceição J.A., Rosa M.L.S., Conceição H. 2012. Maciço Glória Norte, Domínio Macururé, Faixa de Dobramentos Sergipana: Geologia, Petrografia e Geoquímica. *Caderno de Geociências da UFBA*, **9**: 1-12.
- Lisboa V.A.C., Rosa M.L.S., Conceição H., Macambira M.J.B., Galarza M.A., Rios D.C. 2014. Datação de Pb-Pb em Monozircão do Maciço Glória Norte, Faixa Sergipana. *Scientia Plena*, v.**10**, n.6, 4p.
- Loiselle M.C. & Wones D.S. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Geological Society of America, Abstracts with programs, 11, 468.
- Long L.E., Castellana C.H., Sial A.N. 2005. Age, origin and cooling history of the Coronel João Sá Pluton, Bahia, Brazil. *Journal of Petrology*. **46**:255-273.
- Ludwig K. & Squid. 2009. A User's Manual. Berkeley Geochronology Center, 110p.
- Luhr J.F., Carmichael I.S.E., Varekamp J.C. 1984. The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and Petrology of the Anhydrite-Bearing Pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **23**:69-108.
- McDonough W.F. & Sun S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**:223-253.
- Mendonça L.H. 2013. Geologia, petrografia e geoquímica de Stocks Graníticos o Município de Canhoba, Sergipe. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação). Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão 76p.

- Menezes Filho N.R., Santos R.A., Souza J.D. (Orgs.) 1988. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Jeremoabo: Folha SC.24-Z-A-II, mapas, escala 1:100000, Estado da Bahia. Brasília, DNPM, 114p.
- Miyashiro A. 1975. Volcanic Rock Series and Tectonic Setting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **3**:251-269.
- Morimoto N. & Kitamura M. 1983. Q-J diagram for classification of pyroxenes. *Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, **78**, 141.
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. 1988. Nomenclature of Pyroxenes. *American Mineralogist*, **73**:1123-1133.
- Nascimento R.S. 2005. Domínio Canindé, Faixa Sergipana, Nordeste do Brasil: Um Estudo Geoquímico e Isotópico de uma Sequencia de Rifte Continental Neoproterozoica. Tese de doutorado. Universidade de Campinas, Brasil, 159 p.
- Oliveira A.C.S., Silva C.C., Conceição J.A., Lisboa V.A.C., Rosa M.L.S., Conceição H. 2012. Petrografia e Geoquímica do Stock Granítico Monte Alegre, Faixa de Dobramentos Sergipana. *Cadernos de Geociências da UFBA*. **9**:94-102.
- Oliveira E.M. 2014. Petrografia, Litogeoquímica e geocronologia das rochas granulíticas da parte norte do Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim, Bahia-Sergipe. Tese de doutorado. Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Salvador, Brasil, 218p.
- Oliveira E.P., Bueno J.F., McNaughton N.J., Silva Filho A.F., Nascimento R.S., Donatti-Filho J.P. 2015. Age, composition, and source of continental arc- and syn-collision granites of the Neoproterozoic Sergipano Belt, Southern Borborema Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **58**:257-280.
- Oliveira E.P., Windley B.F., Araújo M.N.C. 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*. **181**:64-84.
- Pearce J. A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman D. A. (ed.) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, *Short Course Notes*, **12**:79-113.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**:956-983.
- Peccherillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **58**:63-81.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M. e Gonçalves J.H. (eds.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, Brasília, Brasil, 692p.
- Santos L.R., Conceição H., Rosa M.L.S. 2014. Stock Diorítico Canindé Velho, Domínio Canindé, Faixa Sergipana: Geologia, Petrografia e Geoquímica. *Scientia Plena*, v.**10**, n.07, 9p.

- Santos R.A. & Souza J.D. 1988. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Piranhas: Folha SC.24-X-C-VI, mapas, escala 1:100000, Estados de Sergipe, Alagoas e Bahia. Brasília, DNPM/CPRM, 123p.
- Santos R.A., Martins A.A., Neves J.P., Leal R.A. (Orgs.) 2001. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe. Escala 1:250.000. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Estado de Sergipe. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT; CODISE, 156p.
- Santos R.A., Menezes Filho N.R., Souza J.D. (Orgs.) 1988. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Carira: Folha SC.24-Z-C-III, mapas, escala 1:100000, Estado da Bahia. Brasília, DNPM, 123p.
- Schmidt M.W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **110**:304-310.
- Schobbenhaus C. & Brito Neves B.B. 2003. A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M. e Gonçalves J.H. (eds.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM, Brasília, Brasil, 692p.
- Shand S.J. 1943. The Eruptive Rocks, 2nd ed. New York, John Wiley, 444p.
- Sial A.N., Toselli A.J., Saavedra J., Parada M.A., Ferreira V.P. 1999. Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile. *Lithos*, **46**:367-392.
- Silva C.C. 2014. Petrologia e Geocronologia do Stock Granodiorítico Lagoa do Roçado, Domínio Macururé, Faixa Sergipana-SE. Tese de Mestrado. Universidade Federal de Sergipe, São Cristóvão, 92p.
- Silva C.C., Conceição J.A., Lisboa V.A.C., Oliveiras A.C.S., Senra A.S., Rosa M.L.S., Conceição H. 2013. Aspectos Geológicos, Petrográficos e Geoquímicos do Stock Lagoa do Roçado, norte da Faixa de Dobramentos Sergipana. *Cadernos de Geociências da UFBA*. **10**:10-18.
- Silva Filho A.F. da, Guimarães I.P., Van Schmus W.R., Dantas E., Armstrong R., Concentino L., Lima D. 2013. Long-lived Neoproterozoic high-K magmatism in the Pernambuco–Alagoas Domain, Borborema Province, northeast Brazil. *International Geology Review*, **55**(10): 1280-1299.
- Silva Filho M.A. 1998. Arco Vulcânico de Canindé-Marancó e a Faixa Sul-Alagoana: sequências orogênicas Mesoproterozoicas. In: XL Congresso Brasileiro Geologia, vol. 1, Anais, 16p.
- Silva Filho M.A., Bomfim L.F.C., Santos R.A., Leal R.A., Santana A.C., Braz F.P.A. 1979. Geologia da geossinclinal sergipana e do seu embasamento: Projeto Baixo São Francisco – Vaza-Barris. Brasília, DNPM. Série Geologia, 13 Seção Geologia Básica, 10: 131p.
- Silva Filho M.A., Santana A.C., Bonfim, L.F.C., 1978. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Estância: suas correlações. Anais, 30º Congresso Brasileiro de Geologia, **2**:685-689.

- Spear F.S. 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *American Journal of Science*, **281**:697-734.
- Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**:207-221.
- Teixeira L.R., Lima E.S., Neves J.P., Santos R.A., Santiago R.C., Melo R.C. 2014. Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Sergipe. Escala 1:250.000. CPRM.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton. *In*: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A. e Campos D.A. (eds) Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil, 101–137.
- Tulloch A.J. 1979. Secondary Ca-Al Silicates as Low-Grade Alteration Products of Granitoid Biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**:105-117.
- Van Schmus W.R., Oliveira E.P., Silva Filho A.F., Toteu S.F., Penaye J., Guimarães I.P. 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt: Geological Society of London, Special Publication, **294**:69–99.
- Vyhnal C.R., McSween jr. H.Y., Speer J.A. 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist*, **76**:176-188.
- Watson E.B. & Harrison T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, **64**:295-304.
- Watson E.B. & Harrison T.M. 1984 Accessory minerals and the geochemical evolution crustal magmatic systems: a summary and prospectus of experimental approaches. *Physics of the Earth na Planetary Interiors*, **35**:19-30.
- Watson E.B. 1987. The role accessory minerals in granitoid geochemistry. *In*: Hutton Conference of the Origin of Granites, Anais, p. 209-211.
- Wernick E. 2004. Rochas magmáticas. Conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica. São Paulo, Editora UNESP, 665p.

ANEXO

1 - DADOS SOBRE O AFLORAMENTO

Nº de Campo	Latitude	Longitude	Nome da Folha Geográfica (230)
Missão 8	630140	8936050	Piranhas
Nº do Ponto	Referências do Ponto		
230	Indo para o Dique II ao lado da Hidrelétrica de Xingó, no lado direito da estrada.		
Tipo Litológico	Nome do Corpo		
Granito	Canindé Velho		

2 - DADOS SOBRE A AMOSTRA

Assinale com um X os diferentes procedimentos de preparação e analíticos efetuados nesta amostra

BRA	LD	LP	Brita	Pó	AM	AQM	AQMe	ETR	Rb/Sr	Sm/Nd	Pb/Pb	U/Pb	SP
<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>

BRA= Bloco reserva da Amostra, LD= Lâmina Delgada, LP= Lâmina Polida, AM= Análise de Minerais, AQM= Análise Química de Maiores, AQMe= Análise Química de Menores, Análises isotópicas (Rb/Sr, Sm/Nd, Pb/Pb e U/Pb), SP= Separação de Minerais

3 - CARACTERÍSTICAS MACROSCÓPICAS E MICROSCÓPICAS

Rocha isotrópica, inequigranular de cor cinza claro, possuindo textura porfírica com fenocristais de microclina estando alguns desses fenocristais zoneados. Saussuritização moderada dos plagioclásios e zoneamento composicional da hornblenda.

4 - ANÁLISE MODAL

MINERAIS	%
Microclina	35
Hornblenda	15,2
Minerais Opacos	2,4
Biotita	4
Quartzo	15
Titanita	1,66
Epídoto	1
Albita	25

PARÂMETROS			
QAP		Q (A+P) M	
Q	20	Q	14,8
A	46,67	A+P	59,4
P	33,33	M	25,8
TOTAL	100	TOTAL	100

5 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS

Microclina

Ocorre como cristais anédricos e subédricos, sendo que estes últimos são os predominantes e os tamanhos variam de 3,8 a 5,1 mm, sendo que a maioria situa-se em torno de 4,6 mm. Exibe contatos irregulares com todos os cristais. As inclusões presentes são de: hornblenda subédrica próxima à periferia dos cristais, e com media de tamanho entre 0,4 mm; epídoto no geral é anédrica, geralmente próximo à borda dos cristais, cujo tamanho médio fica em torno de 0,26 mm. Identificou-se a presença de textura pertita em alguns cristais. Alteração presente é moderada a incipiente por saussuritização. Em alguns fenocristais é possível visualizar zoneamento.

Hornblenda

Mostra-se como cristais predominantemente anédricos, existindo indivíduos subédricos. Exibe cor verde e pleocroísmo verde-escuro até verde amarelado. Os tamanhos dos cristais variam de 1,7 até 3,15 mm e a maioria situa-se em torno de 2,2 mm. Os contatos são retos e irregulares com os cristais de quartzo e observam-se apenas contatos irregulares com os cristais de titanita, minerais opacos e plagioclásio. Inclui cristais de: minerais opacos subédricos localizados predominantemente na periferia dos cristais e com tamanho em torno de, 0,5 mm; titanita anédrica situa-se na periferia dos cristais e tem tamanho médio de 0,39 mm; plagioclásio anédrico localiza-se tanto nas bordas como no centro dos cristais e seu tamanho predominante é de 0,39 mm. Alguns indivíduos apresentam alteração de mudança de cor da borda para o centro, onde no centro se localizam os tons mais escuros.

Albita

Ocorre como cristais anédricos, com indivíduos subédrico subordinados. Os tamanhos variam de 0,25 a 1,4 mm com a predominância de cristais com 0,4 mm. Os contatos são irregulares com os cristais de quartzo, microclina, minerais opacos e hornblenda. Incluem cristais de: hornblenda anédrica, localizada nas bordas e com tamanho médio de 0,2 mm. E podem apresentar alteração moderada de saussuritização.

Minerais opacos

Ocorre usualmente como cristais anédricos, havendo indivíduos subédricos. Os seus tamanhos variam de 0,39 mm até 0,9 mm com predominância de cristais com 0,52 mm. Os contatos são retos com os cristais de plagioclásio e irregulares com o restante dos cristais. Alterando para cristais de titanita de forma moderada a forte.

Biotita

Ocorre como cristais anédricos predominantemente com indivíduos subédricos. Exibe cor marrom e pleocroísmo variando de marrom até amarelo. Os tamanhos dos cristais variam de 0,40 a 1,3 mm e a maioria deles tem dimensões de 0,65 mm. Os seus contatos são irregulares com todos os cristais. Observou-se a presença de inclusões de: titanita anédrica localizada na periferia dos cristais e com tamanho médio de 0,5 mm e minerais opacos anédricos localizados na periferia dos cristais. Alguns cristais aparentam estar dissolvidos entre os cristais menores que compõem a matriz fina da rocha.

Quartzo

Ocorre como cristais anédricos e os seus tamanhos variam entre 0,27 a 0,38 mm, com a maioria tendo 0,3 mm. Os contatos podem ser retos com a hornblenda e irregular com os cristais de plagioclásio e quartzo.

Titanita

Apresenta-se como cristais anédricos. Exibe cor marrom, com pleocroísmo fraco em tons de marrom claro e médio. Os tamanhos dos cristais variam de 0,26 a 0,52 mm com predominância de indivíduos com 0,39 mm. Os contatos são irregulares com os cristais de plagioclásio, minerais opacos e hornblenda.

Epídoto

Mostra-se como cristais subédricos e euédricos com predominância dos subédricos. De cor verde-cana. Os seus tamanhos variam de 0,11 mm até 0,38 mm e predominância de indivíduos com 0,2 mm. Exibem contatos irregulares e retos com os cristais de quartzo e plagioclásio. Alguns dos cristais exibem alteração nas bordas ou zoneamento.

6 - NOME DA ROCHA

Hornblenda álcali sienito porfíritico

7 - CONSIDERAÇÕES PETROGRÁFICAS

Rocha isotrópica, porfírica, com fenocristais de feldspato alcalino de granulação grossa e matriz fina constituída por hornblenda, minerais opacos, biotita, epídoto, albita, quartzo e titanita. Apresenta saussuritização de feldspato alcalino e ocorrência de titanita pós-magmática.

8 - HISTÓRICO DA ANÁLISE

Local São Cristóvão - SE	Data de elaboração 29/12/2015	Data da última revisão 02/12/2012	Analista Laerte Rodrigo Santos
-----------------------------	----------------------------------	--------------------------------------	-----------------------------------

1 - DADOS SOBRE O AFLORAMENTO

Nº de Campo Missão 8	Latitude 630847	Longitude 8936694	Nome da Folha Geográfica (231) Piranhas
Nº do Ponto 231	Referências do Ponto Blocos soltos próximo da Chácara Ranchico.		
Tipo Litológico Granito	Nome do Corpo Canindé Velho		

2 - DADOS SOBRE A AMOSTRA

Assinale com um X os diferentes procedimentos de preparação e analíticos efetuados nesta amostra

BRA	LD	LP	Brita	Pó	AM	AQM	AQMe	ETR	Rb/Sr	Sm/Nd	Pb/Pb	U/Pb	SP
<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>

BRA= Bloco reserva da Amostra, LD= Lâmina Delgada, LP= Lâmina Polida, AM= Análise de Minerais, AQM= Análise Química de Maiores, AQMe= Análise Química de Menores, Análises isotópicas (Rb/Sr, Sm/Nd, Pb/Pb e U/Pb), SP= Separação de Minerais

3 - CARACTERÍSTICAS MACROSCÓPICAS E MICROSCÓPICAS

Rocha equigranular média de cor cinza com suave anisotropia. Com a andesina sofrendo alteração moderada por saussuritização, com os contatos dos cristais bem marcados.

4 - ANÁLISE MODAL

MINERAIS	%
Andesina	63,66
Hornblenda	7
Biotita	6,5
Quartzo	11,83
Titanita	3,17
Microclina	5,66
Epídoto	0,25
Minerais opacos	1,9
Zircão	0,02
Apatita	0,01

PARÂMETROS			
QAP		Q (A+P) M	
Q	14,57	Q	12
A	6,98	A+P	70
P	78,43	M	18
TOTAL	100	TOTAL	100

5 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS

Andesina

Ocorre como cristais anédricos e subédricos, sendo que estes últimos são os predominantes e os tamanhos variam de 0,43 a 3,5 mm, sendo que a maioria situa-se em torno de 1,3 mm. Exibe contatos retos e irregulares com a biotita e apenas irregulares com quartzo, microclina, hornblenda, epídoto, titanita e minerais opacos. As inclusões presentes são de: biotita subédrica no geral próxima às bordas, e com media de tamanho de 0,5 mm; hornblenda, geralmente próximo ao centro dos cristais, cujo tamanho médio é de 0,5 mm; apatita eudrica mostra-se distribuída heterogeneamente pelo cristal, e os seus tamanhos situam em torno de 0,05 mm; epídoto no geral é anédrica localiza-se essencialmente mais próximo às bordas dos cristais e os seus tamanhos situam-se em torno de 0,42 mm; zircão subédrico ocorre mais próximo às bordas, exibe tamanho médio de 0,02 mm; e minerais opacos subédricos com tamanho de 0,72 mm ocorrem distribuídos tanto no centro como nas bordas do cristal. Identificou-se a presença de textura mirmequitica nos contatos com cristais de microclina. Alteração presente é moderada a forte e geralmente no centro de alguns cristais, por saussuritização.

Hornblenda

Mostra-se como cristais predominantemente anédricos. Exibe cor verde e pleocroísmo verde-escuro até verde amarelado. Os tamanhos dos cristais variam de 0,4 até 1,5 mm e a maioria situa-se em torno de 0,89 mm. Os contatos são retos e irregulares com os cristais de andesina, biotita, minerais opacos, epídoto e observam-se apenas contatos irregulares com os cristais de titanita, quartzo e microclina. Inclui cristais de: usualmente minerais opacos anédricos localizados predominantemente próximos ao centro e com tamanho em torno de, 0,15 mm; titanita subédrica situa-se na periferia dos cristais e tem tamanho médio de 0,25 mm; andesina anédrica localiza-se tanto nas bordas como no centro dos cristais e seu tamanho predominante é de 0,25 mm.

Biotita	Ocorre como cristais subédricos predominantemente. Exibe cor marrom e pleocroísmo variando de marrom até amarelo. Os tamanhos dos cristais variam de 0,2 a 1 mm e a maioria deles tem dimensões de 0,5 mm. Os seus contatos são retos e irregulares com os cristais de hornblenda, epídoto e de minerais opacos. Observam-se igualmente contatos irregulares com os cristais de titanita, andesina e quartzo. Observou-se a presença de inclusões de: epídoto subédrica localizada na periferia dos cristais e com tamanho médio de 0,2 mm.
Quartzo	Ocorre como cristais anédricos e os seus tamanhos variam de 0,5 a 2,8 mm sendo que a maioria dos indivíduos mostra tamanho em torno de 1 mm. Os contatos podem ser retos com a microclina e irregular com os cristais de biotita, hornblenda, andesina e titanita. Alguns dos cristais possuem inclusões fluidas e de apatita, sendo que esse última encontra-se distribuída na periferia e os seus tamanhos são em torno de 0,02 mm. Alguns cristais exibem extinção ondulante e formação de subgrãos.
Titanita	Apresenta-se como cristais anédricos, e raros deles mostram-se subédricos. Exibe cor marrom, com pleocroísmo fraco em tons de marrom claro e escuro. Os tamanhos dos cristais variam de 0,6 a 2,7 mm com predominância de indivíduos com 0,8 mm. Os contatos são retos com os cristais de biotita e minerais opacos e irregulares com cristais de andesina, hornblenda, microclina e quartzo. Ocorrem inclusões de cristais de minerais opacos (0,35 mm) no centro dos cristais.
Microclina	Apresenta-se como cristais anédricos a subédricos com predominância dos primeiros. Seus tamanhos variam de 0,22 a 3,48 mm com predominância de indivíduos com 0,93 mm. Os contatos podem ser retos e irregulares com cristais de quartzo, biotita e minerais opacos. E irregular com cristais de andesina e hornblendna. Ocorrem inclusões de cristais de: apatita na região central do cristal, com tamanho médio de 0,04 mm e minerais opacos (0,9 mm) anédricos no centro do cristal; biotita com tamanho de 0,3 mm e hornblenda com tamanho de 0,5 mm.
Epídoto	Mostra-se como cristais anédricos, subédricos e euédricos com predominância dos subédricos. De cor verde-cana água. Os seus tamanhos variam de 0,25 mm até 1,2 mm e predominância de indivíduos com 0,5 mm. Exibem contatos irregulares e retos com os cristais de biotita, andesina. Alguns dos cristais exibem alteração nas bordas ou zoneados.
Minerais opacos	Ocorre como cristais subédricos a anédricos, havendo indivíduos euédricos. Os seus tamanhos variam de 1 mm até 2,5 mm com predominância de cristais com 1,25 mm. Os contatos são retos e irregulares com os cristais de andesina, hornblenda, biotita e epídoto. Com a titanita exibe predominantes contatos irregulares.
Zircão	Ocorre como cristais subédricos a anédricos com domínio dos primeiro e os seus tamanhos variam de 0,09 mm a 0,07 mm.
Apatita	Apresenta-se como cristais euédricos com tamanhos variando de 0,05 mm a 0,08 mm com a predominância de indivíduos com 0,06 mm.

6 - NOME DA ROCHA

Biotita hornblenda Quartzo-monzodiorito

7 - CONSIDERAÇÕES PETROGRÁFICAS

Rocha equigranular, de granulação média, texturas hipidiomórfica e isotrópica, com alinhamento magmático de cristais como plagioclásio e biotita. Os principais minerais opacos são a biotita e hornblenda. O plagioclásio pode ocorrer saussuritizado e a titanita é tardia.

8 - HISTÓRICO DA ANÁLISE

Local São Cristóvão - SE	Data de elaboração 04/05/2012	Data da última revisão 29/12/2015	Analista Laerte Rodrigo Santos
-----------------------------	----------------------------------	--------------------------------------	-----------------------------------

1 - DADOS SOBRE O AFLORAMENTO

Nº de Campo	Latitude	Longitude	Nome da Folha Geográfica (232)
Missão 8	631225	8936458	Piranhas
Nº do Ponto	Referências do Ponto		
232	Blocos soltos próximo da Chácara Ranchico.		
Tipo Litológico	Nome do Corpo		
Granito	Canindé Velho		

2 - DADOS SOBRE A AMOSTRA

Assinale com um X os diferentes procedimentos de preparação e analíticos efetuados nesta amostra

BRA	LD	LP	Brita	Pó	AM	AQM	AQMe	ETR	Rb/Sr	Sm/Nd	Pb/Pb	U/Pb	SP
X	X		X		X	X	X						

BRA= Bloco reserva da Amostra, LD= Lâmina Delgada, LP= Lâmina Polida, AM= Análise de Minerais, AQM= Análise Química de Maiores, AQMe= Análise Química de Menores, Análises isotópicas (Rb/Sr, Sm/Nd, Pb/Pb e U/Pb), SP= Separação de Minerais

3 - CARACTERÍSTICAS MACROSCÓPICAS E MICROSCÓPICAS

Rocha equigranular média de cor cinza com suave anisotropia. Com a andesina sofrendo alteração moderada por saussuritização e apresentando textura mimerquítica. Também é encontrada textura pertita na rocha.

4 - ANÁLISE MODAL

MINERAIS	%
Andesina	53
Hornblenda	14,2
Quartzo	14,7
Biotita	5
Microclina	9,5
Titanita	1,24
Pistacita	1,15
Minerais opacos	0,8
Apatita	0,2

PARÂMETROS			
QAP		Q (A+P) M	
Q	19,01	Q	15
A	12,41	A+P	64
P	68,56	M	21
TOTAL	100	TOTAL	100

5 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS

Andesina

Ocorre como cristais anédricos e subédricos, sendo que estes últimos são os predominantes e os tamanhos variam de 1,53 a 3,76 mm, sendo que a maioria situa-se em torno de 2,23 mm. Exibe contatos retos e irregulares com a titanita e apenas irregulares com quartzo, microclina, hornblenda e biotita. As inclusões presentes são de: minerais opacos anédricos geralmente próximo a periferia dos cristais, cujo tamanho médio é de 0,39 mm e a pistacita no geral é subédrica localizando-se essencialmente mais próximo a periferia dos cristais e os seus tamanhos situam-se em torno de 0,39 mm. Identificou-se a presença de textura mimerquítica nas bordas de alguns cristais. Alteração presente é no geral incipiente, podendo ser moderada e forte em alguns cristais, por saussuritização.

Hornblenda

Mostra-se como cristais predominantemente anédricos podendo existir indivíduos subédricos. Exibe cor verde e pleocroísmo verde-escuro até verde amarelado. Os tamanhos dos cristais variam de 1,2 mm até 2,75 mm e a maioria situa-se em torno de 2,23 mm. Os contatos são retos e irregulares com os cristais de andesina, biotita e microclina e observa-se apenas contatos irregulares com os cristais de titanita, quartzo e pistacita. Inclui cristais de: usualmente minerais opacos subédricos localizados predominantemente na periferia dos cristais e com tamanho entre 0,39 mm e 0,5 mm; titanita subédrica tem tamanho médio de 0,65 mm e biotita subédrica de tamanho predominante de 0,52 mm.

Quartzo

Ocorre como cristais anédricos e os seus tamanhos variam de 0,93 mm a 2,61 mm sendo que a maioria dos indivíduos mostra tamanho em torno de 1,92 mm. Os contatos são irregulares com os cristais de biotita, hornblenda, andesina e microclina. Alguns dos cristais possuem inclusões fluidas.

Biotita

Ocorre como cristais subédricos predominantemente com alguns indivíduos anédricos. Exibe cor verde e pleocroísmo chegando a tom verde escuro. Os tamanhos dos cristais variam de 0,39 mm a 1,97 mm e a maioria deles tem dimensões de 0,65 mm. Os seus contatos são retos e irregulares com os cristais de hornblenda, pistacita, minerais opacos, andesina, microclina e quartzo. Observou-se a presença de inclusões de: pistacita euédrica com tamanho médio de 0,65 mm.

Microclina

Apresenta-se como cristais anédricos a subédricos com predominância do segundo. Seus tamanhos variam de 0,92 mm a 2,69 mm com predominância de indivíduos com 1,61 mm. Os contatos são irregulares com os cristais de quartzo, andesina, hornblenda e pistacita. Ocorrem inclusões de cristais de: pistacita na periferia dos cristais, com tamanho médio de 0,52 mm; andesina subédrica na parte central do cristal e tamanho de 0,65 mm e minerais opacos (0,52 mm) anédricos no centro do cristal. Há presença de textura pertita.

Titanita

Apresenta-se como cristais anédricos com alguns indivíduos subédricos. Exibe cor marrom, com pleocroísmo fraco em tons de marrom claro. Os tamanhos dos cristais variam de 0,72 mm a 1,84 mm com predominância de indivíduos com 0,92 mm. Os contatos são irregulares com cristais de andesina, hornblenda, quartzo, pistacita e biotita.

Pistacita

Mostra-se como cristais anédricos e subédricos divididos em quantidades semelhantes. De cor verde-cana água. Os seus tamanhos variam de 0,38 mm até 0,52 mm e predominância de indivíduos com 0,5 mm. Exibem contatos irregulares e retos com os cristais de quartzo, andesina, hornblenda, minerais opacos e biotita. Incluindo cristais de minerais opacos anédricos na periferia dos cristais e com tamanho médio de 0,2 mm.

Minerais opacos

Ocorre como cristais anédricos predominantemente com alguns indivíduos subédricos. Os seus tamanhos variam de 0,26 mm até 0,78 mm com predominância de cristais com 0,39 mm. Os contatos são irregulares com os cristais de andesina, biotita e pistacita. Alterando para titanita.

Apatita

Apresenta-se como cristais euédricos com tamanhos variando de 0,07 mm a 0,19 mm.

6 - NOME DA ROCHA

Biotita Hornblenda Quartzo Monzodiorito

7 - CONSIDERAÇÕES PETROGRÁFICAS

Rocha equigranular, de granulação média, texturas hipidiomórfica e isotrópica, com alinhamento magmático de cristais como plagioclásio e biotita. Os principais minerais opacos são a biotita e hornblenda. O plagioclásio pode ocorrer saussuritizado e a titanita é tardia.

8 - HISTÓRICO DA ANÁLISE

Local São Cristóvão - SE	Data de elaboração 04/05/2012	Data da última revisão 29/12/2015	Analista Laerte Rodrigo Santos
-----------------------------	----------------------------------	--------------------------------------	-----------------------------------

1 - DADOS SOBRE O AFLORAMENTO

Nº de Campo	Latitude	Longitude	Nome da Folha Geográfica (233A)
Missão 8	631517	8936028	Piranhas
Nº do Ponto	Referências do Ponto		
233-A	Blocos no lado direito da SE-206, no povoado São Clemente.		
Tipo Litológico	Nome do Corpo		
Granito	Canindé Velho		

2 - DADOS SOBRE A AMOSTRA

Assinalar com um X os diferentes procedimentos de preparação e analíticos efetuados nesta amostra

BRA	LD	LP	Brita	Pó	AM	AQM	AQMe	ETR	Rb/Sr	Sm/Nd	Pb/Pb	U/Pb	SP
X	X		X		X	X	X						

BRA= Bloco reserva da Amostra, LD= Lâmina Delgada, LP= Lâmina Polida, AM= Análise de Minerais, AQM= Análise Química de Maiores, AQMe= Análise Química de Menores, Análises isotópicas (Rb/Sr, Sm/Nd, Pb/Pb e U/Pb), SP= Separação de Minerais

3 - CARACTERÍSTICAS MACROSCÓPICAS E MICROSCÓPICAS

Rocha de granulação média equigranular levemente anisotrópica. Textura mimerquítica e alteração por saussuritização na andesina. Presença de zoneamento composicional na hornblenda.

4 - ANÁLISE MODAL

MINERAIS	%
Andesina	62,09
Hornblenda	11,69
Biotita	13,88
Quartzo	3,46
Epídoto	1,06
Minerais Opacos	2,96
Zircão	0,01
Calcita	0,65
Apatita	0,02
Titanita	3,11
Microclinia	1,07

PARÂMETROS			
QAP		Q (A+P) M	
Q	5	Q	3,46
A	2	A+P	63,16
P	93	M	32,73
TOTAL	100	TOTAL	99,35

5 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS

Andesina

Ocorre como cristais anédricos a subédricos, estes últimos são os predominantes, com tamanhos variando de 1,75 a 3,5 mm e a maioria 2,69 mm. Exibe contatos retos e irregulares com a biotita, hornblenda, minerais opacos e a titanita, entretanto com o quartzo predominam contatos irregulares. As inclusões presentes são: biotita no geral na periferia dos cristais, mas podendo ocorrer no centro, com tamanho médio de 1,8 mm; minerais opacos próximos à periferia dos cristais, com tamanho médio de 0,8 mm; apatita mostra-se distribuída heterogeneamente nos cristais, e os seus tamanhos situam em torno de 0,1 mm; epídoto localiza-se essencialmente na periferia dos cristais e os seus tamanhos situam-se em torno de 0,6 mm; zircão ocorre mais próximo à periferia dos cristais e exibe tamanho médio de 0,4 mm; microclinia anédrica com tamanho de 0,5 mm. Identificou-se a presença de textura mimerquítica nas bordas de alguns cristais. Alteração presente de forma moderada por saussuritização.

Hornblenda

Mostra-se como cristais subédricos a anédricos, com predominância de indivíduos anédricos. Exibe cor verde e pleocroísmo verde-escuro até verde amarelado. Os tamanhos dos cristais variam de 1,84 mm até 3,69 mm e maioria 2 mm. Os contatos são retos e irregulares com os cristais de andesina, biotita, minerais opacos e quartzo e somente irregulares com os cristais de titanita e epídoto. Inclui cristais de: minerais opacos localizados predominantemente na periferia dos cristais e de tamanho aproximado de 0,85 mm; titanita situa-se no centro dos cristais e tem tamanho médio de 0,5 mm; epídoto localiza-se tanto na periferia como no centro dos cristais e seu tamanho predominante é de 0,8 mm; apatita euédrica distribui-se de forma aleatória nos cristais e tem tamanho médio de 0,45 mm e biotita localiza-se na periferia dos cristais e seu tamanho é em torno de 0,75 mm. Em alguns dos cristais observa-se uma mudança importante na cor do centro para a borda, que varia de verde para verde amarelado (indicando a presença de zoneamento composicional).

Biotita

Ocorre como cristais anédricos a subédricos com a maioria deles sendo subédricos. Exibe cor marrom e pleocroísmo variando de marrom, verde até marrom amarelado. Os tamanhos dos cristais variam de 0,5 mm a 2 mm e a maioria tem dimensões médias de 1 mm. Os seus contatos são retos e irregulares com os cristais de andesina, hornblenda, quartzo, epídoto e minerais opacos. Observam-se igualmente contatos irregulares com os cristais de titanita. Observou-se a presença de inclusões de: minerais opacos anédricos localizados na periferia dos cristais e com tamanho médio de 0,4 mm; epídoto subédrica na periferia dos cristais e seus tamanhos variam de 0,40 a 0,9 mm e apatita tende a concentrar-se na periferia e seus tamanhos situam-se em torno de 0,05 mm.

Quartzo

Ocorre como cristais anédricos. Seus tamanhos variam de 0,75 a 2,5 mm sendo que a maioria dos indivíduos apresenta tamanho de 1,5 mm. Os contatos são retos e irregulares com os cristais de biotita, hornblenda, andesina e titanita e com a epídoto e minerais opacos os contatos são irregulares. Alguns cristais possuem inclusões fluidas. Há inclusão de cristais de epídoto subédrica com tamanho médio de 0,6 mm e apatita com tamanho de 0,3 mm. Foi observada uma ocorrência de cada.

Titanita

Apresenta-se como cristais anédricos, com raros deles subédricos. Exibe cor marrom, com fraco pleocroísmo em tons de marrom claro e escuro. Os tamanhos dos cristais variam de 0,9 mm a 1,4 mm com predominância de indivíduos com 1,2 mm. Os contatos são retos e irregulares com os cristais de biotita, andesina, hornblenda, minerais opacos e quartzo. Ocorrem inclusões de: biotita subédrica (0,7 mm); epídoto subédrica localizada na periferia dos cristais (0,4 mm) e andesina (0,9 mm). Os cristais se desenvolvem envolvendo cristais de minerais opacos.

Microclina

Apresenta-se como cristais anédricos a subédricos. Seus tamanhos variam de 1,25 mm a 2,75 mm com predominância de indivíduos com 1,75 mm. Normalmente inclui cristais de apatita (0,4 mm).

Epídoto

Mostra-se como cristais anédricos a subédricos com predominância dos subédricos. Os seus tamanhos variam de 0,5 mm até 0,9 mm e predominância de indivíduos com 0,7 mm. O pleocroísmo varia em tons de verde-cana claro. Exibem contatos ondulantes e retos com os cristais de biotita, andesina, quartzo, hornblenda e com minerais opacos. Observaram-se inclusões de minerais opacos subédricos com dimensões de 0,05 mm. Alguns dos cristais exibem alteração nas bordas ou zoneados.

Minerais opacos

Ocorre como cristais subédricos a anédricos, predomínio dos cristais subédricos. Os seus tamanhos variam de 0,7 mm até 1,2 mm com predominância de cristais com 0,9 mm. Os contatos são retos e irregulares com os cristais de andesina, hornblenda, biotita e epídoto. Com a titanita exibe predominantemente contatos irregulares.

Zircão

Ocorre como cristais subédricos a anédricos com domínio dos primeiro. Os seus tamanhos variam de 0,05 mm a 0,07 mm.

Calcita

Ocorre como cristais subédricos a anédricos, predomínio dos cristais subédricos. Os tamanhos variam de 0,5 mm até 1,2 mm com predomínio de indivíduos com tamanho médio de 0,75 mm. Os contatos são retos e irregulares com os cristais de andesina, minerais opacos e biotita. Havendo nos contatos com a andesina percolação de óxidos e halos de alteração. Inclui cristais de: minerais opacos subédricos com tamanho de 0,05 mm localizado na periferia dos cristais.

Apatita

Apresenta-se como cristais euédricos e seus tamanhos variam de 0,02 mm a 0,2 mm com a predominância de indivíduos com 0,08 mm.

6 - NOME DA ROCHA

Hornblenda Biotita diorito

7 - CONSIDERAÇÕES PETROGRÁFICAS

Rocha equigranular, de granulação média a grossa, texturas hipidiomórfica e isotrópica. Os principais minerais opacos são a biotita e hornblenda. O plagioclásio pode ocorrer saussuritizado e a titanita é tardia. O epidoto pode ser magmático ou por processo de epidotização.

8 - HISTÓRICO DA ANÁLISE

Local São Cristóvão - SE	Data de elaboração 04/05/2012	Data da última revisão 29/12/2015	Analista Laerte Rodrigo Santos
-----------------------------	----------------------------------	--------------------------------------	-----------------------------------

1 - DADOS SOBRE O AFLORAMENTO

Nº de Campo	Latitude	Longitude	Nome da Folha Geográfica (233B)
Missão 8	631517	8936028	Piranhas
Nº do Ponto	Referências do Ponto		
233-B	Blocos no lado direito da SE-206, no povoado São Clemente.		
Tipo Litológico	Nome do Corpo		
Anfibolito	Canindé Velho		

2 - DADOS SOBRE A AMOSTRA

Assinale com um X os diferentes procedimentos de preparação e analíticos efetuados nesta amostra

BRA	LD	LP	Brita	Pó	AM	AQM	AQMe	ETR	Rb/Sr	Sm/Nd	Pb/Pb	U/Pb	SP
X	X		X		X	X	X						

BRA= Bloco reserva da Amostra, LD= Lâmina Delgada, LP= Lâmina Polida, AM= Análise de Minerais, AQM= Análise Química de Maiores, AQMe= Análise Química de Menores, Análises isotópicas (Rb/Sr, Sm/Nd, Pb/Pb e U/Pb), SP= Separação de Minerais

3 - CARACTERÍSTICAS MACROSCÓPICAS E MICROSCÓPICAS

Isotrópica, equigranular média a grossa. Cristais subédricos e contatos bem definidos de forma geral. Com cristais de hornblenda sofrendo zoneamento e os plagioclásios alterando por saussuritização.

4 - ANÁLISE MODAL

MINERAIS	%
Plagioclásio	48,16
Quartzo	2,30
Hornblenda	26,11
Calcita	0,5
Microclinia	2
Biotita	9,6
Titanita	1,3
Diopsídio	4,23
Epídoto	0,51
Minerais opacos	4,33
Apatita	0,69
Zircão	0,27

PARÂMETROS			
QAP		Q (A+P) M	
Q	4,44	Q	2
A	1,92	A+P	50
P	93,63	M	48
TOTAL	100	TOTAL	100

5 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS

Plagioclásio

Ocorre como cristais anédricos a subédricos, sendo estes últimos predominantes. Seus tamanhos variam de 0,75 mm a 0,95 mm e a maioria situa-se em torno de 0,95 mm. Exibem contatos retos e irregulares com os cristais de biotita, hornblenda, minerais opacos e a titanita e irregulares com o quartzo. As inclusões presentes são: biotita no geral próxima à periferia dos cristais, mas podendo ocorrer no centro dos cristais, com media de tamanho 0,48 mm; minerais opacos na periferia preferencialmente, com tamanho médio de 0,18 mm; apatita euédrica mostra-se distribuída heterogeneamente pelo cristal, e os seus tamanhos situam em torno de 0,04 mm; epídoto localiza-se essencialmente na periferia dos cristais e os seus tamanhos situam-se em torno de 0,06 mm; zircão ocorre mais próximo a periferia, exibe tamanho médio de 0,04 mm e microclinia anédrica com tamanho médio de 0,5 mm. Identificou-se a presença de textura mirmequitica em alguns cristais. Alteração presente é moderada por saussuritização.

Hornblenda

Mostra-se como cristais subédricos a anédricos, com predominância de indivíduos anédricos. Exibe cor verde e pleocroísmo verde-escuro até verde amarelado. Os tamanhos dos cristais variam de 0,54 mm até 1,7 mm e a maioria 1,5 mm. Os contatos são retos e irregulares com cristais de plagioclásio, biotita, quartzo e minerais opacos, observa-se que os contatos com titanita e epídoto são apenas irregulares. Inclui cristais de: minerais opacos localizados predominantemente próximos à periferia dos cristais e de tamanho médio de 0,09 mm; titanita situa-se no centro dos cristais e tem tamanho médio de 0,5 mm; epídoto localiza-se tanto na periferia como no centro dos cristais e seu tamanho predominante é de 0,8 mm; apatita distribui-se de forma aleatória e tem tamanho predominante de 0,02 mm e os cristais de biotita localizam-se na periferia e tem tamanho de 0,13 mm. Ocorre presença de textura poiquiloblastica em alguns indivíduos dos cristais.

Biotita

Ocorre como cristais anédricos a subédricos com maioria deles sendo subédricos. Exibe cor marrom e pleocroísmo variando de marrom, verde até marrom amarelado. Os tamanhos dos cristais variam de 0,53 mm a 1 mm e a maioria tem dimensões de 0,8 mm. Os seus contatos são retos e irregulares com os cristais de plagioclásio, hornblenda, quartzo, epídoto e minerais opacos. Observam-se igualmente contatos irregulares com os cristais de titanita, plagioclásio e minerais opacos, aparecendo geometria reentrante o ultimo. Observou-se a presença de inclusões de: minerais opacos anédricos localizado nas periferias dos cristais e com tamanho médio de 0,05 mm; epídoto ocorre subédrica na periferia dos cristais e seus tamanhos variam de 0,04 mm a 0,09 mm e os cristais de apatita tendem a concentrarem-se na periferia e seus tamanhos situam-se em torno de 0,05 mm.

Quartzo

Ocorre como cristais anédricos e seus tamanhos variam de 0,81 mm a 1,3 mm sendo a maioria dos indivíduos com tamanho de 1,2 mm. Os contatos são retos e irregulares com os cristais de biotita, hornblenda, plagioclásio, titanita, e mais raramente irregulares com a epídoto e minerais opacos. Alguns cristais com inclusões fluidas. Inclusão de: epídoto subédrica 0,6 mm e de apatita de 0,03 mm sendo estas duas ultimas ocorrências muito raras.

Titanita

Apresenta-se como cristais anédricos, com raros deles subédricos. Exibe cor marrom, com pleocroísmo fraco em tons de marrom claro e escuro. Os tamanhos dos cristais variam de 0,5 mm a 0,82 mm com predominância de indivíduos com 0,8 mm. Os contatos são retos e irregulares com os cristais de biotita, plagioclásio, hornblenda, minerais opacos e quartzo. Ocorrem inclusões de cristais de: biotita (0,53 mm), epídoto (0,35 mm) ocorrendo na periferia dos cristais e de plagioclásio (0,7 mm). Os cristais se desenvolvem envolvendo cristais de minerais opacos.

Diopsídio

Mostra-se como cristais anédricos preferencialmente. Apresenta cor verde água e pleocroísmo quase nulo em tons de verde. Os tamanhos dos cristais variam de 0,39 mm a 0,71 mm estando a maioria dos indivíduos com dimensão média de 0,5 mm. Os seus contatos são irregulares com os cristais de hornblenda, minerais opacos e plagioclásio. Inclui cristais de minerais opacos subédricos (0,2 mm). A maioria dos cristais estão sendo alterados para hornblenda.

Microclina

Apresenta-se como cristais anédricos a subédricos. Seus tamanhos variam de 1,25 mm a 1,5 mm com predominância de indivíduos com 1,5 mm. Normalmente inclui cristais de apatita (0,01 mm).

Epídoto

Mostra-se como cristais anédricos a subédricos com predominância dos subédricos. Os seus tamanhos variam de 0,4 mm até 0,6 mm e a predominância é de indivíduos com 0,6 mm. Apresenta cor verde-cana e o pleocroísmo varia em tons de verde-cana claro. Exibem contatos irregulares e retos com os cristais de biotita, plagioclásio, quartzo, hornblenda e com minerais opacos. Observaram-se inclusões de minerais opacos subédricos com dimensões de 0,01 mm. Alguns dos cristais exibem alteração nas bordas ou zoneados.

Minerais opacos

Ocorre como cristais subédricos a anédricos, com predomínio dos cristais subédricos. Os seus tamanhos variam de 0,5 mm até 0,8 mm com predominância de cristais com 0,63 mm. Os contatos são retos e irregulares com os cristais de plagioclásio, hornblenda, biotita e epídoto. Com a titanita exibe predominantes contatos irregulares.

Zircão

Ocorre como cristais subédricos a anédricos com domínio dos primeiro e os seus tamanhos variam de 0,02 mm a 0,03 mm.

Calcita

Ocorre como cristais subédricos a anédricos, predomínio dos cristais subédricos. Os tamanhos variam de 0,5 mm até 0,8 mm com predomínio de 0,75 mm. Os contatos são retos e irregulares com os cristais de plagioclásio, minerais opacos e biotita. Podendo ocorrer nos contatos com o plagioclásio percolação de óxidos e halos de alteração. Inclui minerais opacos, subédricos com 0,2 mm nas periferias.

Apatita

Apresenta-se como cristais subédricos e seus tamanhos variam de 0,02 mm a 0,2 mm com a predominância de indivíduos com 0,08 mm.

6 - NOME DA ROCHA

Biotita diorito

7 - CONSIDERAÇÕES PETROGRÁFICAS

Rocha isotrópica, equigranular média a grossa com textura hipidiomórfica. Os plagioclásios aparecem saussuritizados. Ocorre textura poiquilítica, com cristais de hornblenda englobando cristais menores de plagioclásio. A hornblenda, por sua vez, é parcialmente formada através de processos pós-magmáticos no diopsídio.

8 - HISTÓRICO DA ANÁLISE

Local São Cristóvão - SE	Data de elaboração 04/05/2012	Data da última revisão 29/12/2015	Analista Laerte Rodrigo Santos
-----------------------------	----------------------------------	--------------------------------------	-----------------------------------